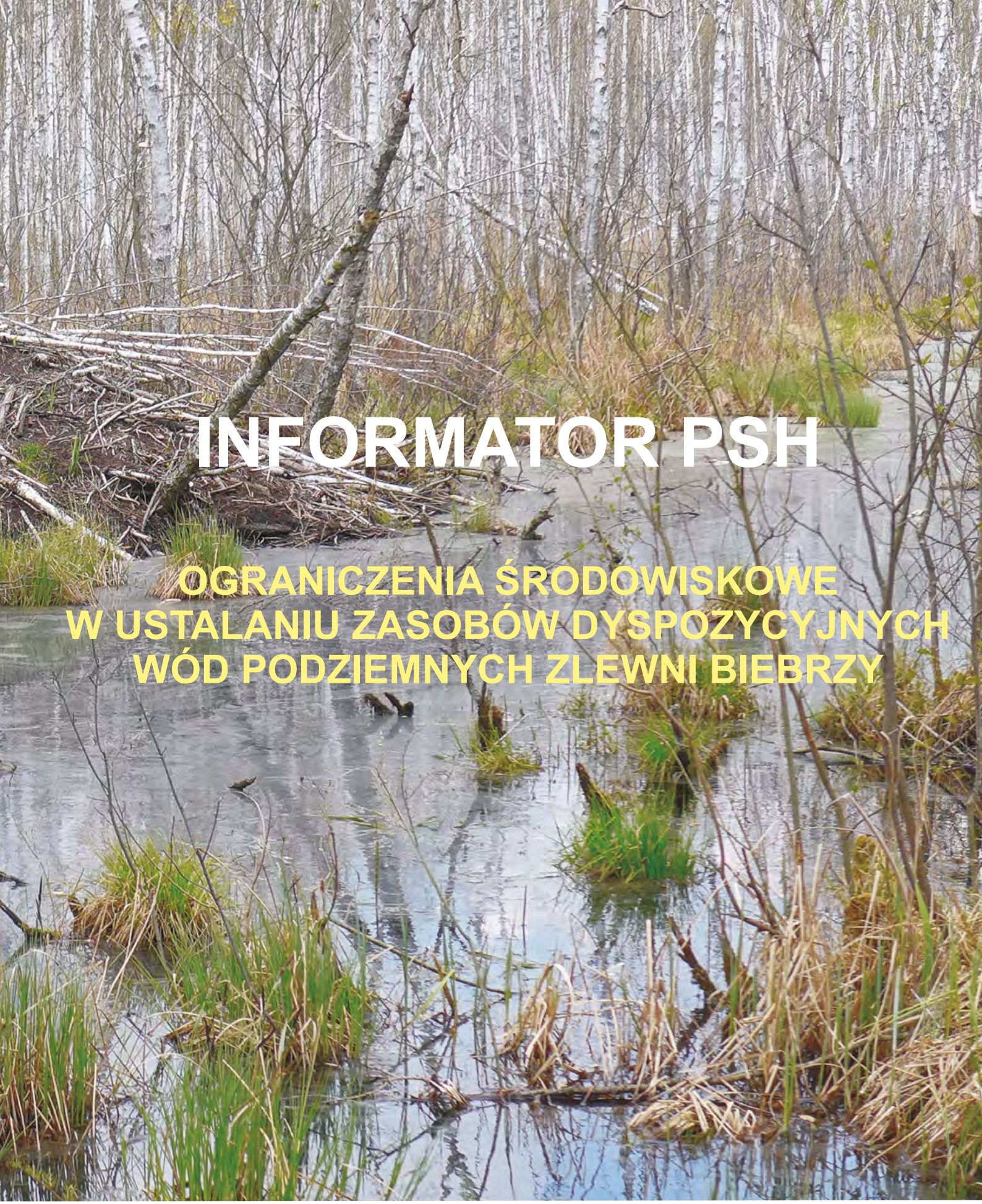


INFORMATOR PSH

OGRANICZENIA ŚRODOWISKOWE W USTALANIU ZASOBÓW DYSPOZYCYJNYCH WÓD PODZIEMNYCH ZLEWNI BIEBRZY

Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy

Sławomir Filar, Krzysztof Jóźwiak, Elżbieta Przytuła, Dorota Węglarz

INFORMATOR PSH

OGRANICZENIA ŚRODOWISKOWE W USTALANIU ZASOBÓW DYSPOZYCYJNYCH WÓD PODZIEMNYCH ZLEWNI BIEBRZY

MONOGRAFIA

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2020

Autorzy: Sławomir Filar, Krzysztof Jóźwiak, Elżbieta Przytuła, Dorota Węglarz
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

Recenzent: Franciszek Knyszyński

Redakcja, projekt i opracowanie typograficzne: Michał Janik

Projekt okładki: Sławomir Filar, Elżbieta Przytuła

Zdjęcie na okładce: Bagna Biebrzańskie (fot. Sławomir Filar)

Na potrzeby niniejszej pracy wykorzystano „*Dokumentację hydrogeologiczną ustalającą zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni Biebrzy*", wykonaną w latach 2016–2018 w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym przez zespół: Sławomir Filar, Marcin Honczaruk, Michał Janik, Krzysztof Jóźwiak, Magdalena Nidental, Elżbieta Przytuła, Aneta Starościak, Magdalena Szydło, Łukasz Śliwiński, Dorota Węglarz, pod redakcją merytoryczną Lecha Śmietańskiego.

Akceptował do druku dnia 27.11.2020 r.
Zastępca Dyrektora ds. Służby Geologicznej
Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego
dr Andrzej Głuszyński

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, 2020

ISBN 978-83-66677-98-2

Nakład 250 egz.
Druk: Drukarnia Braci Grodzickich S.J., ul. Geodetów 47a, 05-500 Piaseczno.

SPIS TREŚCI

Wstęp 5

Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych – uwarunkowania prawne, stan rozpoznania 7

Historia badań 10

Środowisko przyrodnicze 17
- Geomorfologia 17
- Klimat 23
- Wody powierzchniowe 34
- Obszary prawnie chronione 52
- Mokradła w zlewni Biebrzy 59
- Budowa geologiczna 77

Środowisko antropogeniczne 83
- Użytkowanie i zagospodarowanie terenu 83
- Użytkowanie wód powierzchniowych i podziemnych 86
- Ogniska zanieczyszczeń wód podziemnych 90

Środowisko wód podziemnych 95
- Zlewnia Biebrzy na tle hydrogeologicznych podziałów regionalnych 95
- Schematyzacja warunków hydrogeologicznych 95
- Monitoring stanu ilościowego i chemicznego wód podziemnych 109
- Właściwości fizyczno-chemiczne i jakość wód podziemnych 126

Odnawialność zasobów wód podziemnych 142

Uwarunkowania środowiskowe w wyznaczaniu zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych 150
- Kryteria hydrogeologiczne 150
- Ograniczenia przyrodniczo-ekologiczne 150
- Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Biebrzy 158

Podsumowanie 161

Literatura 163

WSTĘP

Informator państwowej służby hydrogeologicznej (PSH) opracowano w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym (PIG-PIB). Celem prezentowanego Informatora jest rozpowszechnianie wyników prac państwowej służby hydrogeologicznej oraz popularyzacja wiedzy na temat wybranych zagadnień istotnych dla gospodarki wodnej kraju. Zadanie zostało sfinansowane ze środków budżetu państwa przeznaczonych na działalność PSH, zgodnie z ustawą z dnia 20 lipca 2017 r. – Prawo wodne.

Państwowa służba hydrogeologiczna w 2019 r. zakończyła realizację dużego i ważnego przedsięwzięcia, jakim jest dokumentowanie zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych kraju. Podstawę realizacji przedsięwzięcia „*Wykonanie programów prac i dokumentacji hydrogeologicznych ustalających zasoby dyspozycyjne wód podziemnych dla potrzeb przeprowadzania bilansów wodnogospodarczych oraz opracowania warunków korzystania z wód regionu wodnego i zlewni*" stanowiła umowa o dofinansowanie w formie dotacji, zawarta w dniu 25 lipca 2013 r., między Narodowym Funduszem Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (Dotującym) a Państwowym Instytutem Geologicznym – Państwowym Instytutem Badawczym (Dotowanym). Nadzór nad realizacją prac na mocy ustawy Prawo wodne (2017) sprawował do 31 grudnia 2017 r. Prezes Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej, a następnie od 1 stycznia 2018 r. minister właściwy do spraw gospodarki wodnej, Minister Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej. Przedsięwzięcie zrealizowano ze środków wypłacanych przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. W ramach przedsięwzięcia opracowano 40 dokumentacji hydrogeologicznych ustalających zasoby dyspozycyjne wód podziemnych, pracami obejmując niemal połowę powierzchni kraju. W efekcie zasoby dyspozycyjne wód podziemnych są obecnie udokumentowane na obszarze całej Polski. Realizacja przedsięwzięcia zakończyła, trwający od połowy lat dziewięćdziesiątych ubiegłego stulecia, proces dokumentowania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych kraju.

Zakończenie realizacji przedsięwzięcia stwarza okazję do przeglądu zastosowanych metod, zagadnień i problemów związanych z wyznaczaniem zasobów dyspozycyjnych oraz prezentacji wyników prac. W niniejszym Informatorze skoncentrowano się na kwestii ograniczeń środowiskowych w ustalaniu zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych. Zagadnienia te przedstawiono na przykładzie zlewni Biebrzy, wykorzystując wyniki prac zrealizowanych latach 2016–2018 na potrzeby „*Dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni Biebrzy*" (Filar i in., 2018) – jednej z 40 dokumentacji wykonanych w ramach przedsięwzięcia dokumentowania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych kraju. Dokumentację i poprzedzający ją program prac geologicznych (Filar i in., 2015a) wykonano w PIG-PIB. Dokumentacja, po uzyskaniu pozytywnej opinii Komisji Dokumentacji Hydrogeologicznych została zatwierdzona przez Ministra Środowiska (decyzja nr DGK-II.4731.8.2019.AJ/AWo z dnia 10.10.2019 r.).

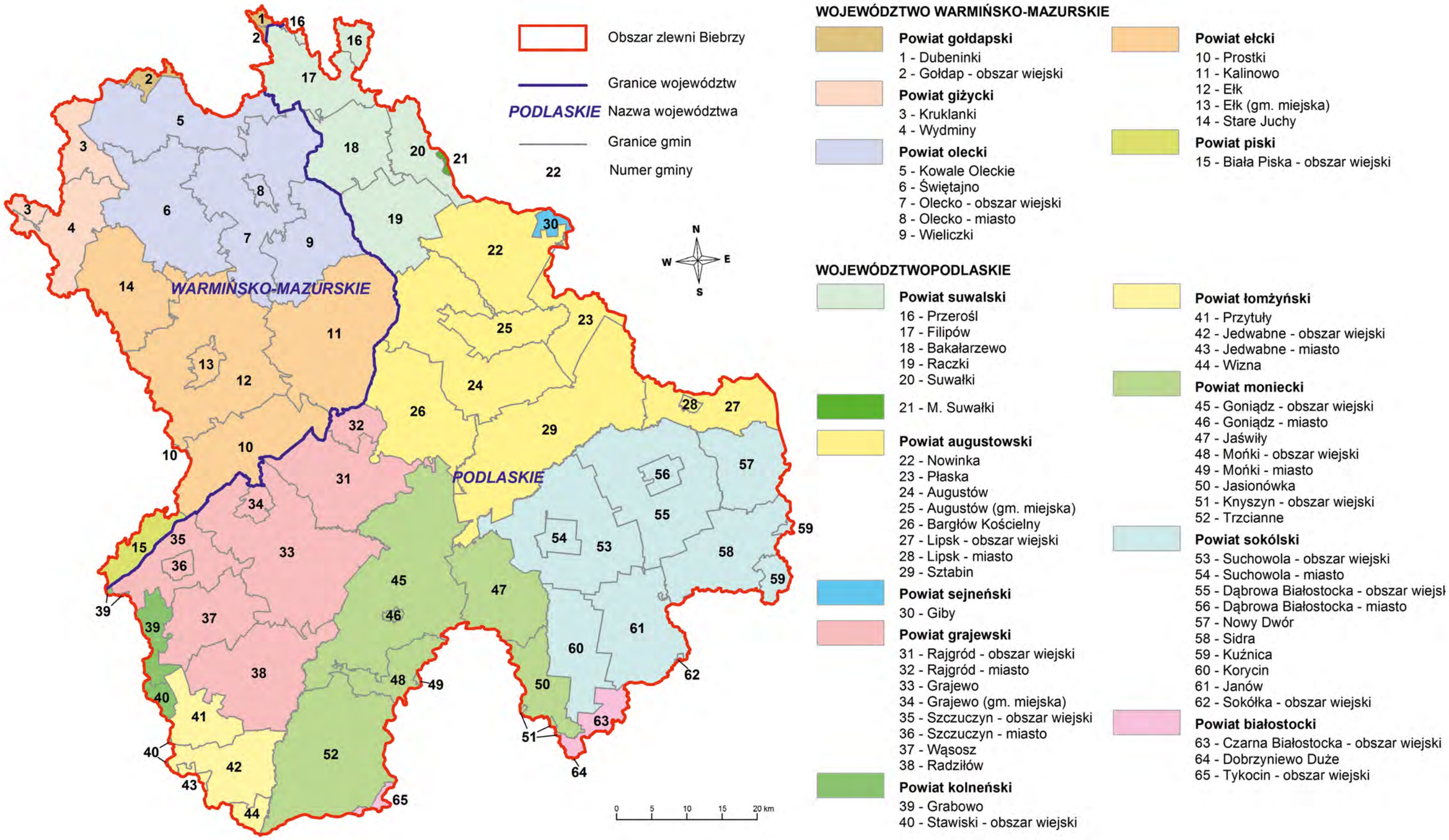
Ryc. 1. Położenie zlewni Biebrzy

Fot. 1. Rzeka Biebrza (Goniądz) (fot. S. Filar)

Zlewnia Biebrzy, o powierzchni 7062,12 km^2, jest zlewnią należącą do dorzecza Wisły (Ryc. 1). Jest położona w północno-wschodniej części Polski, na pograniczu województw warmińsko-mazurskiego i podlaskiego. Swoim zasięgiem obejmuje 15 powiatów i 65 gmin (Ryc. 2). Największymi miastami położonymi w granicach zlewni są: Ełk (ok. 60 tys. mieszkańców), Augustów (ok. 31 tys. mieszkańców), Olecko (ok. 22 tys. mieszkańców), Grajewo (ok. 21 tys. mieszkańców), Sokółka (ok. 19 tys. mieszkańców) i Mońki (ok. 10 tys. mieszkańców). Do zlewni należy również niewielki fragment Suwałk.

Obszar zlewni rozciąga się między 21°56′38″ i 23°36′22″ długości geograficznej w schodniej o raz o d 5 3°13′03″ do 54°16′31″ szerokości geograficznej północnej (układ współrzędnych 1992).

Obszar zlewni jest bardzo zróżnicowany pod względem geomorfologicznym, hydrograficznym i zagospodarowania terenu. Jest to obszar unikatowy w skali kraju pod kątem wartości środowiska przyrodniczego, wymagającego szczególnej ochrony. W dolinie Biebrzy (Fot. 1) znajduje się największy w Polsce obszar mokradeł. Jest to miejsce występowania wielu rzadkich siedlisk roślinnych oraz gatunków zwierząt, zwłaszcza ptaków. Jest to jednocześnie obszar wyjątkowy z punktu widzenia wód podziemnych, gdyż stanowią tu one podstawowe źródło zaopatrzenia w wodę.



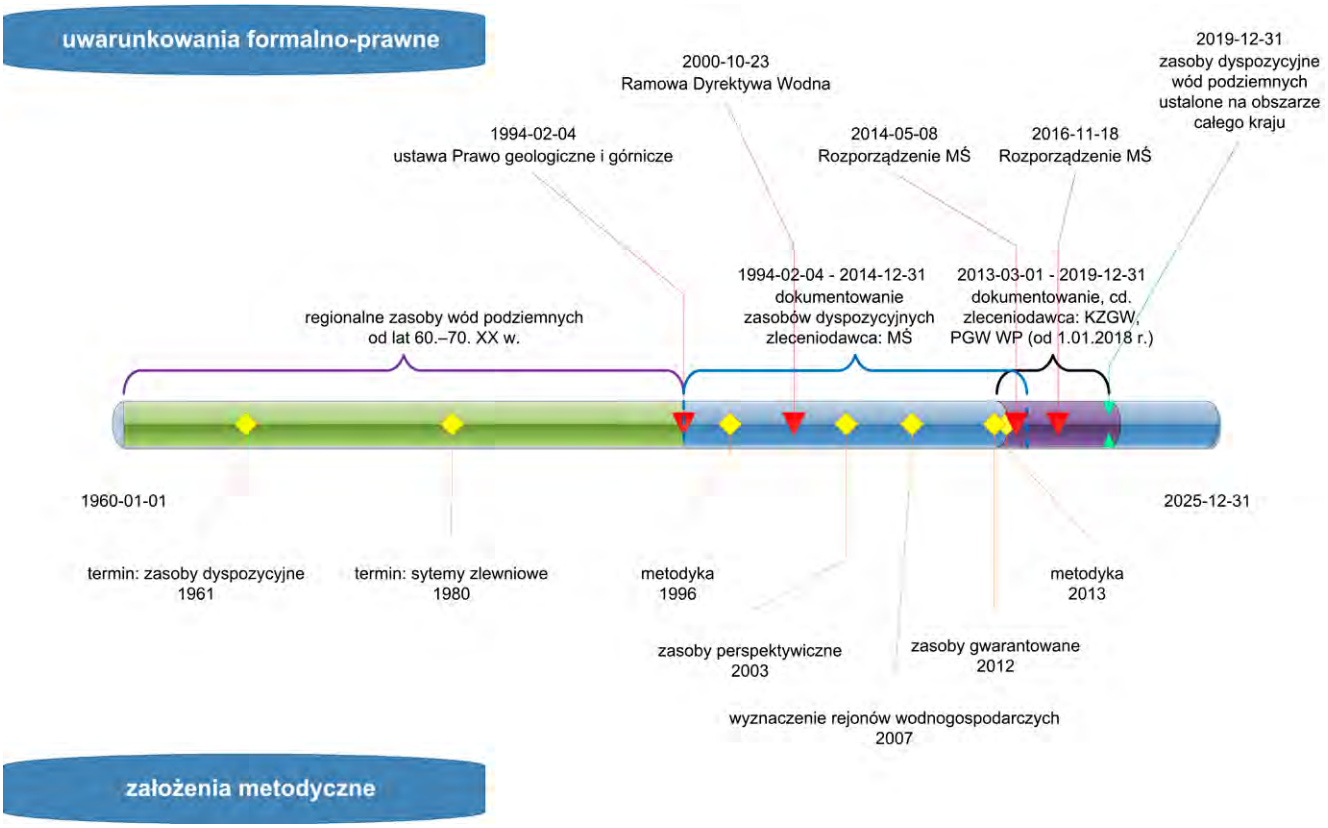
Ryc. 2. Położenie zlewni Biebrzy na tle jednostek administracyjnych

ZASOBY DYSPOZYCYJNE WÓD PODZIEMNYCH – UWARUNKOWANIA PRAWNE, STAN ROZPOZNANIA

Termin **zasoby wód podziemnych** wprowadzono do hydrogeologii ponad 100 lat temu przez analogię do stosowanego w geologii złóż terminu zasobów kopalin stałych (Pazdro, 1964; Paczyński, 1972; Kleczkowski, 1978; Sadurski, Przytuła, 2016). Określenie to wykorzystano na potrzeby planowania przestrzennego i inwestowania w budowę ujęć wód podziemnych. Dyskusja na temat zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych jest ściśle związana z ewolucją definicji oraz metod ich ustalania (Ryc. 3).

Pojęcie **zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych** pojawiło się w hydrogeologicznych opracowaniach regionalnych już na początku lat 60-tych XX wieku (Michalik, Poprawa, 1961; Kotlicka i in., 1961; Paczyński i in., 1962; Pich, Płochniewski, 1968). Jednakże stosowanym wówczas powszechnie terminem do oceny zasobów wód podziemnych wydzielonych struktur i jednostek hydrogeologicznych były **regionalne zasoby wód podziemnych** (Paczyński, 1968; Paczyński, Płochniewski, 1985).

Według słownika hydrogeologicznego (Dowgiałło i in., 2002) termin *zasoby wód podziemnych to ilość wód podziemnych traktowanych jako surowiec, wyrażana najczęściej w jednostkach objętościowych na jednostkę czasu, zawarta w zbiorniku wód podziemnych, zlewni podziemnej lub innej jednostce hydrogeologicznej*. Ponieważ wody podziemne – w odróżnieniu od innych surowców – znajdują się przeważnie w ruchu i są odnawialne, ocena ich zasobów zarówno ilościowa, jak i jakościowa jest dokonywana dla określonego czasu i na podstawie danych z okresu wieloletniego. Według definicji *zasoby dyspozycyjne to ilość wód podziemnych zbiornika lub jego części nadających się i możliwych do wykorzystania gospodarczego przy zachowaniu ograniczeń związanych z wymogami ochrony środowiska naturalnego*. W słowniku występują w odniesieniu do wód podziemnych także definicje zasobów naturalnych, sztucznych, sprężystych, stałych, statycznych, zmiennych, regionalnych i wzbudzonych.



Ryc. 3. Etapy w ewolucji definicji zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych i metod ich ustalania

W ostatnich latach pojawiło się pojęcie **zasobów perspektywicznych wód podziemnych** (Herbich i in., 2003; Herbich, 2005), rozumianych jako szacunkowo ustalone możliwe do zagospodarowania zasoby użytkowych pięter/poziomów wodonośnych w zlewniowych jednostkach bilansowych, uwzględniające w sposób uproszczony potrzeby wodne ekosystemów zależnych od wód podziemnych. Dla obszarów nieobjętych ustaleniem zasobów dyspozycyjnych w trybie dokumentacji hydrogeologicznej (bez formalnej oceny zasobów dyspozycyjnych) zasoby perspektywiczne wykorzystywano w ocenach i analizach bilansowych.

Funkcjonuje również termin **zasoby gwarantowane wód podziemnych**, które są określane w cyklu lat z przewagą warunków posusznych. W ramach prac państwowej służby hydrogeologicznej (PSH) dla poszczególnych dorzeczy oszacowano gwarantowane zasoby wód podziemnych, możliwe do zagospodarowania w warunkach o zmniejszonym zasilaniu bilansowanego systemu wodonośnego. Do ich określenia zastosowano metody przybliżonej oceny odnawialnych zasobów wód podziemnych bez modelowego odwzorowania warunków hydrogeologicznych jednostki bilansowej – obszaru bilansowego i rejonu wodnogospodarczego (Herbich, Przytuła, 2012; Przytuła i in., 2013; Filar i in., 2015b).

Formalnie pojęcie **zasoby dyspozycyjne** wprowadzono w ustawie Prawo geologiczne i górnicze z dnia 4 lutego 1994 r. W Rozporządzeniu Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 23 sierpnia 1994 r. w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinna odpowiadać dokumentacja hydrogeologiczna i geologiczno-inżynierska oraz w jego nowelizacji z 19 grudnia 2001 r. określono, że „…*w dokumentacji hydrogeologicznej ustala się zasoby wód podziemnych z obszaru bilansowego możliwe do zagospodarowania w określonych warunkach środowiska i hydrogeologicznych, bez wskazywania lokalizacji i warunków techniczno-ekonomicznych ujęć, zwane dalej zasobami dyspozycyjnymi*". Definicja ta, z niewielkimi korektami wprowadzonymi w Rozporządzeniu Ministra Środowiska z 3 października 2005 r. – „…*ilekroć w rozporządzeniu mowa o zasobach dyspozycyjnych – rozumie się przez to ilość wód podziemnych możliwą do pobrania z obszaru bilansowego w określonych warunkach środowiska i hydrogeologicznych, bez wskazywania szczegółowej lokalizacji i warunków techniczno-ekonomicznych ujmowania wód*…", obowiązywała do końca 2011 r. Ilość zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych określano zgodnie z metodyką przedstawioną w poradniku metodycznym (Paczyński i in. 1996), zaakceptowanym przez Komisję Dokumentacji Hydrogeologicznych.

Nowe uwarunkowania formalno-prawne, wynikające z wdrażania Ramowej Dyrektywy Wodnej poprzez jej implementację do ustawy Prawo wodne (2017), wraz ze zmianą priorytetów i celów w planowaniu gospodarki wodnej, spowodowały zmianę definicji zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych. Uwzględniając uwagi Komisji Europejskiej, dotyczące niewłaściwej implementacji prawa unijnego, zapisy przedmiotowego rozporządzenia Ministra Środowiska tak sformułowano, żeby przy zachowaniu stosowanego od 1994 r. terminu zasoby dyspozycyjne, ich definicja zawierała sformułowania dotyczące dostępnych zasobów wód podziemnych, zamieszczone w Ramowej Dyrektywie Wodnej. W konsekwencji doprecyzowania pojęcia i definicji zasobów dyspozycyjnych, oczekiwania wobec zakresu dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby dyspozycyjne wód podziemnych znacznie wzrosły.

Ustawa Prawo geologiczne i górnicze z dnia 9 czerwca 2011 r. wraz z Rozporządzeniem Ministra Środowiska z dnia 23 grudnia 2011 r. w sprawie dokumentacji hydrogeologicznej i dokumentacji geologiczno-inżynierskiej (aktualizacja z dnia 18 listopada 2016 r.) były przez kolejne lata podstawowymi aktami prawnymi, regulującymi cel i tryb ustalania oraz dokumentowania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych. Zgodnie z wymienionym Rozporządzeniem, za „*zasoby dyspozycyjne wód podziemnych (z wyłączeniem zasobów dyspozycyjnych solanek, wód leczniczych i termalnych) uznaje się zasoby wód podziemnych dostępne do zagospodarowania w obszarze bilansowym, stanowiące średnią z wielolecia wielkość całkowitego zasilania wód podziemnych, pomniejszone o średnią z wielolecia wielkość przepływu wód, tak aby nie dopuścić do znacznego pogorszenia stanu wód powierzchniowych związanych z wodami podziemnymi i do powstania znaczących szkód w ekosystemach lądowych zależnych od wód podziemnych, a także określone z zachowaniem warunku niepogarszania stanu chemicznego wód podziemnych, ustalone z uwzględnieniem istniejącego w obszarze przestrzennego zróżnicowania warunków zasilania, występowania, parametrów hydrogeologicznych i kontaktów hydraulicznych poziomów wodonośnych, przestrzennego rozkładu środowiskowych i hydrogeologicznych ograniczeń dla stopnia zagospodarowania zasobów oraz przestrzennego rozkładu istniejącego użytkowania wód podziemnych, wyznaczonymi bez wskazywania szczegółowej lokalizacji i warunków techniczno-ekonomicznych ujmowania wód*".

Przytoczona definicja zasobów dyspozycyjnych jest nadal aktualna. Podstawową metodą ich ustalania pozostaje modelowanie matematyczne (Szymanko, 1980; Paczyński i in., 1996; Szczepański, 2008; Dąbrowski i in., 2011), jednakże metodyka ich ustalania, w większym stopniu uwzględnia potrzeby ekosystemów lądowych zależnych od wód podziemnych oraz wpływ zagospodarowania tych wód na stan zasobów wód powierzchniowych. Wskazania te uwzględniono w opracowanym na zamówienie Ministra Środowiska poradniku metodycznym „*Metodyka określania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w obszarach bilansowych z uwzględnieniem potrzeb jednolitych bilansów wodnogospodarczych*", którego stosowanie stało się obligatoryjne w dokumentowaniu zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych (Herbich i in., 2013).

Aktualnie obowiązującymi aktami prawnymi są ustawa Prawo geologiczne i górnicze (t.j.: Dz.U. z 2020 Poz. 1064) oraz Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 18 listopada 2016 r. w sprawie dokumentacji hydrogeologicznej i dokumentacji geologiczno-inżynierskiej. W obowiązujących aktach prawnych definicja i metodyka wyznaczania **zasobów dyspozycyjnych** wód podziemnych pozostały niezmienione, podobnie jak definicja **obszaru bilansowego**, stano-

wiącego jednostkę hydrogeologiczną, wytypowaną w celu ustalenia zasobów odnawialnych i zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych wraz z oceną stopnia ich zagospodarowania. Wprowadzony w 2007 r. termin **rejon wodnogospodarczy** (Herbich i in., 2007) stanowi część obszaru bilansowego, wydzieloną ze względu na podobieństwo parametrów hydrogeologicznych lub warunków hydrodynamicznych. Obecnie obszar kraju jest podzielony na 109 obszarów bilansowych, obejmujących łącznie 690 jednostek bilansowych niższego rzędu, tj. rejonów wodnogospodarczych (Mordzonek i in., 2019) – Ryc. 4.

Stan rozpoznania zasobów jest związany ściśle z ewolucją definicji i metod ustalania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych. Do końca 2011 r. projekty prac/robót geologicznych i dokumentacje hydrogeologiczne ustalające zasoby wód podziemnych do potrzeb bilansowania i ochrony tych zasobów zamawiał Minister Środowiska (Paczyński, 1995b; Herbich, 2002; Rodzoch, 2002, 2003; Herbich i in., 2005). Dokumentowanie zasobów dyspozycyjnych odbywało się wyznaczonymi obszarami, według kolejności wskazanej przez Departament Geologii i Koncesji Geologicznych MŚ. Z dokumentacji zamawianych w tym trybie, wszystkie zostały wykonane do 2014 r. i zatwierdzone przez Ministra Środowiska do 2015 r. W latach 1994–2014 opracowano łącznie 97 dokumentacji hydrogeologicznych ustalających zasoby dyspozycyjne wód podziemnych. Pracami objęto niemal 60% powierzchni kraju (Ryc. 5).

Najwięcej dokumentacji wykonano na obszarach wyznaczonych w granicach zlewni bilansowych. W kilku przypadkach obszar dokumentowania ograniczono do zasięgu występowania określonego piętra/poziomu wodonośnego lub granic regionu hydrogeologicznego. W związku z lokalnymi potrzebami wodnymi, wymagającymi rozpoznania stanu rezerw lub wielkości deficytu zasobów wód podziemnych, do ustalenia zasobów wód podziemnych wyznaczano również obszary z granicami ustalonymi według innych, niż zlewniowe kryteriów, takich jak:

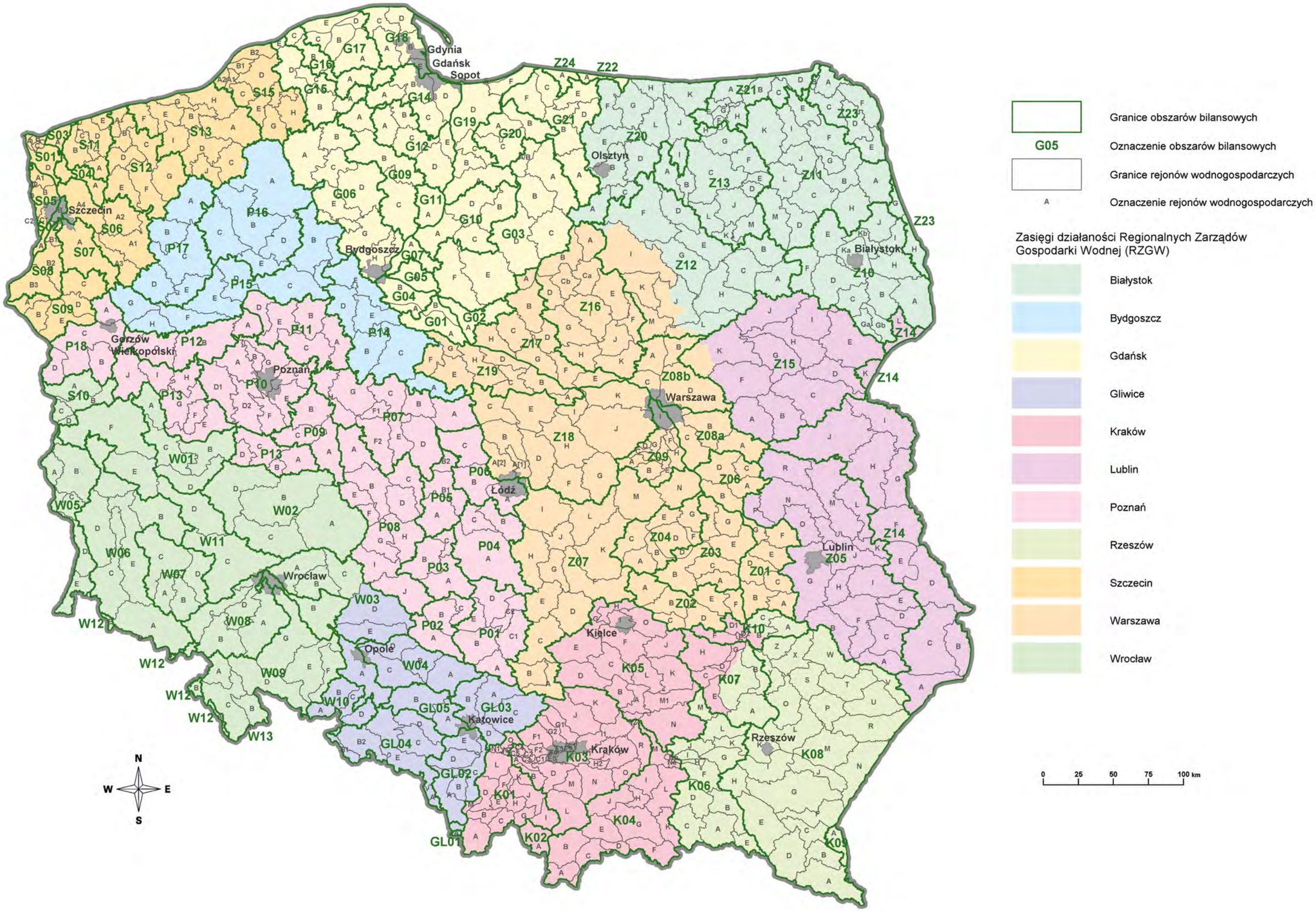
- płytkie struktury geologiczne w obszarach starszego podłoża (np. Karpaty fliszowe, Sudety, Góry Świętokrzyskie);
- poziomy wód wgłębnych, np. w strukturach wodonośnych pięter czwartorzędowego i paleogeńsko-neogeńskiego (centralna cześć niecki mazowieckiej i Wielkopolska) oraz kredowego (rejon Gdańska);
- główne zbiorniki wód podziemnych (np. GZWP 330 – Gliwice, GZWP 417 – Kielce);
- rejony skoncentrowanego poboru wód podziemnych (np. rejon Białegostoku i Radomia);
- obszary współwystępowania wód zwykłych z wodami leczniczymi i mineralnymi (np. rejon Tylicza, gminy uzdrowiskowe: Krynica, Muszyna i Piwniczna).

Stosowanie różnych kryteriów wydzielania obszarów dokumentowania zasobów dyspozycyjnych oraz realizacja prac przez różne zespoły w stosunkowo długim czasie – 20 lat, doprowadziło w szeregu przypadków do wielokrotnego, wzajemnego nakładania się obszarów o różnym sposobie udokumentowania zasobów (głównie w regionie wodnym Warty i Środkowej Odry). Z tego samego powodu w niektórych rejonach powstały strefy nieobjęte udokumentowaniem zasobów np. fragmenty bezpośrednich zlewni dużych rzek, strefy między obszarami zlewni, strefy między obszarami struktur hydrogeologicznych (płytkich i wgłębnych) oraz strefy rejonów intensywnej eksploatacji wód podziemnych.

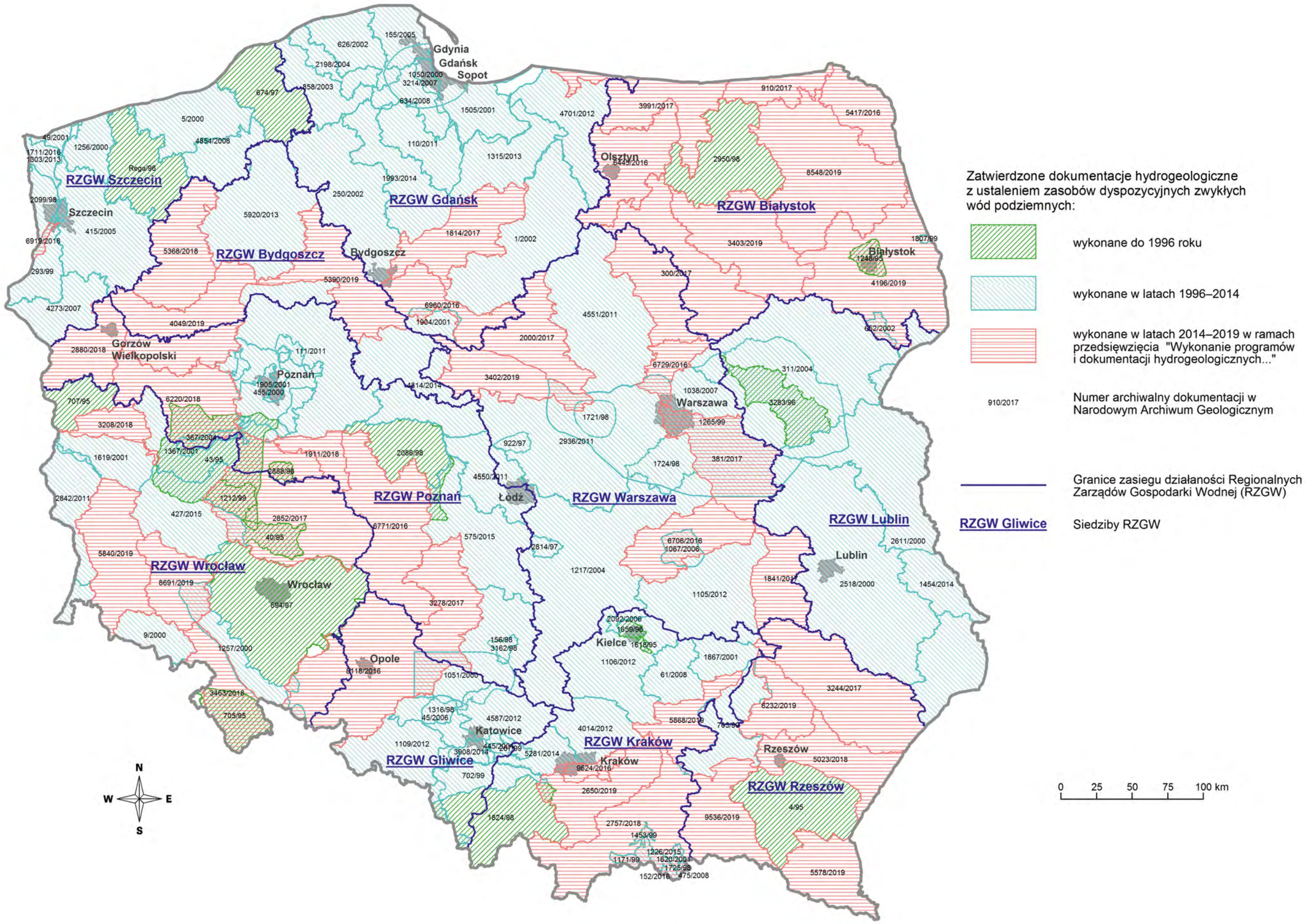
Od 2013 r. dokumentowanie zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych jest realizowane na polecenie Prezesa Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej (od 1.01.2018 r. Państwowe Gospodarstwo Wodne Wody Polskie). W latach 2013–2019 dokumentowanie zasobów realizowano w ramach przedsięwzięcia „*Wykonanie programów prac i dokumentacji hydrogeologicznych*…”, którego głównym wykonawcą i koordynatorem prac był Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (Przytuła, 2015). Pracami objęto obszar o powierzchni ok. 126,8 tys. km^2, stanowiący ok. 40,3% powierzchni kraju. Szczegółowym rozpoznaniem zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych objęto 40 obszarów bilansowych (Ryc. 5).

Zasoby odnawialne i dyspozycyjne wód podziemnych są ustalane na podstawie oceny średniej wieloletniej odnawialności wód podziemnych. W dokumentacjach wykonanych do końca 2014 r. dobór wielolecia do obliczeń zasobów głównie był determinowany dostępnością danych hydrologicznych (Roczniki hydrologiczne; Stachy, 1987). W 40 dokumentacjach hydrogeologicznych zrealizowanych w latach 2013–2019 pod nadzorem merytorycznym PIG-PIB, jako reprezentatywne do oceny odnawialności zasobów wód podziemnych przyjęto, rekomendowane w metodyce (Herbich i in., 2013), 30-lecie 1981–2010. W zrealizowanych dokumentacjach, obok oceny zasobów odnawialnych reprezentatywnych dla wielolecia normalnego (1981–2010), wykonano również ocenę wielkości zasobów odnawialnych dla cyklu lat posusznych, reprezentatywnego dla okresu o obniżonej odnawialności systemu wodonośnego. Rekomendowane są cykle o najniższym w okresie wielolecia odpływie podziemnym, trwające od 5 do 20 lat, zależnie od budowy systemu wodonośnego obszaru bilansowego.

W ciągu 7 lat realizacji przedsięwzięcia opracowano 25 programów prac geologicznych i 40 dokumentacji hydrogeologicznych ustalających zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego (Ryc. 5). Wszystkie dokumentacje zostały zatwierdzone przez Ministra Środowiska (Ministra Klimatu), po uprzednim zaopiniowaniu przez Komisję Dokumentacji Hydrogeologicznych, jako organu pomocniczego ministra właściwego do spraw środowiska. W efekcie, zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obecnie są udokumentowane na obszarze całej Polski. Rezultaty prac są dostępne w Narodowym Archiwum Geologicznym, także w wersji cyfrowej z projektem cyfrowym GIS i modelem matematycznym. Zakończenie realizacji przedsięwzięcia to zarazem zakończenie, trwającego od połowy lat dziewięćdziesiątych ubiegłego stulecia, procesu dokumentowania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych kraju. Wynik prac stanowi ogromny dorobek środowiska hydrogeologicznego Polski, wnoszący wiele do rozpoznania, bilansowania i ochrony wód podziemnych w celu zrównoważonego gospodarowania ich zasobami.



Ryc. 4. Podział na obszary bilansowe i rejony wodnogospodarcze wód podziemnych na tle obszarów działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej (RZGW)



Ryc. 5. Rozpoznanie zasobów dyspozycyjnych zwykłych wód podziemnych w Polsce – stan na 31.12.2019 r.

HISTORIA BADAŃ

Badania hydrogeologiczne w zlewni Biebrzy rozpoczęto na początku XX wieku, w związku z budową ujęć wód podziemnych. Pierwsze studnie wykonano w latach 1902–1910 w celu zaopatrzenia w wodę wsi: Sucholaski, Szwałk, Orłowo, Kukowo, Szarejki, Raczki Wielkie, Siedliska, Pisanica i Dzięgiele Oleckie oraz miejscowości Olecko. Jednakże dopiero w latach 60. i 70. odwiercono większą liczbę studni (Ryc. 6). Powstały wówczas studnie dla wodociągów w Augustowie, Ełku, Rajgrodzie, Grajewie, Goniądzu i Przytułach. Tylko nieliczne otwory z tego okresu są czynne do dzisiaj, większość zlikwidowano i zastąpiono studniami odwierconymi w latach 80. i 90.

Odwierceniu pierwszych studni towarzyszyły badania wielkości zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych, prowadzone metodami analitycznymi na podstawie wyników próbnych pompowań. Stanowiły one podstawę dla obliczeń parametrów filtracyjnych ujętych warstw wodonośnych.

Obecnie, główne ujęcia wód podziemnych są skoncentrowane w większych ośrodkach miejskich takich jak Augustów, Czarna Białostocka, Ełk, Grajewo, Mońki, Olecko i Rajgród. W tych rejonach wody podziemne są rozpoznane najlepiej. Na obszarze zlewni przeważają ujęcia o niewielkim poborze wody i zaledwie w 6 ujęciach pobór przekracza lub jest bliski 100 m^3/h (Pobory, 2017).

Regionalne prace i badania geologiczne, geomorfologiczne oraz hydrogeologiczne rozpoczęto po drugiej wojnie światowej. Opracowano wówczas arkusze Przeglądowej Mapy Geologicznej Polski (PMGP) w skali 1:300 000. Autorem arkusza Suwałki jest Pachucki (1948), Białystok – Pietkiewicz (1950) i Czaplicka (1954), Giżycko – Kondracki (1948), a arkusza Olsztyn – Zwierz (1948).

Lata 50. to również okres badań hydrogeologicznych związanych z opracowaniem Przeglądowej Mapy Hydrogeologicznej Polski (PMHP) w skali 1:300 000 pod redakcją Cyryla Kolagi. Na mapie odwzorowano głębokość występowania pierwszego poziomu wodonośnego wraz z roczną amplitudą wahań, a na mapie bocznej (w skali 1:500 000) główne elementy morfologiczne. Autorem arkusza Suwałki jest Koter (1958), Białystok – Macher (1959), Giżycko – Koter (1959), a arkusza Olsztyn – Kolago (1959).

W latach 60. Instytut Geologiczny[1] rozpoczął prace terenowe związane z opracowaniem Mapy Geologicznej Polski (MGP) w skali 1:200 000 i Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (SMGP) w skali 1:50 000. Charakteryzowany obszar znajduje się w zasięgu 8 arkuszy Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000: Kętrzyn, Suwałki, Sejny, Pisz, Ełk, Sokółka, Łomża i Białystok. Arkusze, opracowane w latach 1969–1976, stanowią syntetyczny obraz budowy geologicznej rejonu.

Obszar zlewni Biebrzy znajduje się w zasięgu 42 arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Prace realizowano w latach 1965–2009. Mapa odzwierciedla budowę geologiczną powierzchni terenu, przy równoczesnym rozpoznaniu budowy geologicznej w profilu pionowym (przekroje geologiczne i syntetyczne profile geologiczne) oraz dokumentuje zasięgi struktur geomorfologicznych (w skali 1:100 000).

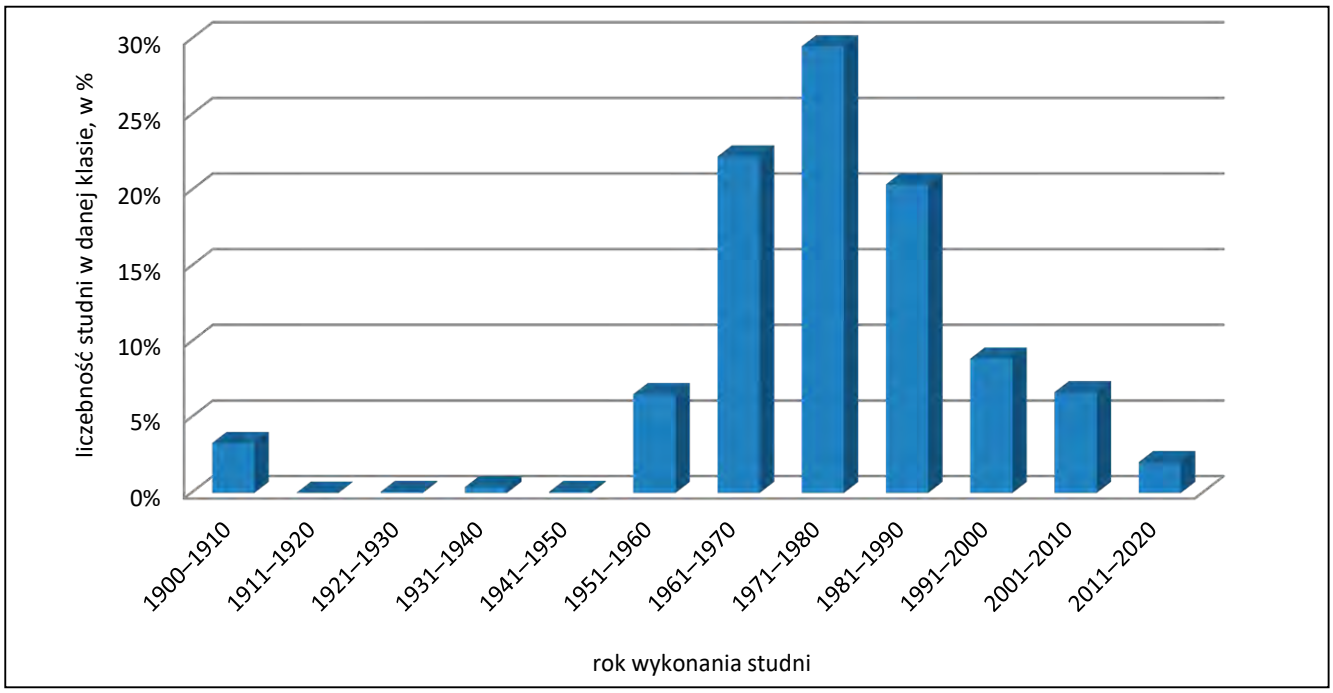
W latach 70. Instytut Geologiczny przystąpił do organizacji Sieci Stacjonarnych Obserwacji Wód Podziemnych (Przytuła i in., 2019). Pierwsze punkty II-go rzędu na obszarze zlewni Biebrzy uruchomiono w 1976 r. (Mońki II/235/1 i Kamień II/237/1) i 1978 r. (Sieruciowce II/130/1, Jurki II/321/1, Raczki II/322/1 i Siedliska II/323/1). W 1991 r. pracownicy PIG wykonali pierwsze opróbowanie monitoringu jakości zwykłych wód podziemnych. W granicach zlewni Biebrzy badania monitoringowe objęły wówczas studnie w Kownatkach (numer studni w sieci monitoringu – 125), Mońkach (126 i 127), Siedliskach (128), Dąbrowie Białostockiej (744), Raczkach (745), Augustowie (746), Kamieniu (748) i Sieruciowcach (749).

Obecnie monitoring wód podziemnych jest dedykowany jednolitym częściom wód podziemnych (JCWPd) i umożliwia przeprowadzenie oceny stanu wód w każdej ze 172 JCWPd. Według stanu na sierpień 2019 r. sieć obserwacyjno-badawcza wód podziemnych na obszarze zlewni Biebrzy (JCWPd nr 32) i liczy 26 punktów badawczych, z czego:

- w 15 punktach jest prowadzony monitoring stanu ilościowego – położenia zwierciadła wody (dawny System Obserwacji Hydrogeologicznych – SOH),
- w 22 punktach jest prowadzony monitoring stanu jakościowego (dawna MONitoringowa BAza DAnych – MONBADA).

W 11 obiektach jest prowadzony jednocześnie monitoring stanu ilościowego i jakościowego wód podziemnych. Na obszarze zlewni Biebrzy nie funkcjonuje żadna stacja hydrogeologiczna I-go rzędu.

[1] Od 1919 r. do 1951 r. funkcjonował Państwowy Instytut Geologiczny (PIG), w latach 1951–1987 – Instytut Geologiczny (IG), od 19.06.1987 r. – ponownie Państwowy Instytut Geologiczny, a od 24.02.2009 r. – Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (PIG-PIB).



Ryc. 6. Rozkład liczebności studni w latach 1900–2020

Początek lat 80. to okres badań hydrogeologicznych związanych z kartografią hydrogeologiczną. Opracowano wówczas arkusze Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:200 000. Obszar zlewni Biebrzy znajduje się w zasięgu 8 arkuszy: Suwałki (Bieniaszewska i in., 1981a), Ełk (Macioszczyk i in., 1981), Sokółka (Pokora, 1985), Łomża (Witkowska, 1981), niewielką powierzchnią w zasięgu arkuszy: Kętrzyn (Pokora, Zawadzka, 1980), Sejny (Bieniaszewska i in., 1981b), Pisz (Biernat, 1982) i Białystok (Kolago, Miecznicki, 1984). Opracowania te w sposób syntetyczny charakteryzują warunki hydrogeologiczne pierwszego poziomu wodonośnego (głębokość występowania zwierciadła wód podziemnych oraz przepuszczalność utworów powierzchniowych) i użytkowego poziomu wodonośnego (głębokość występowania, miąższość utworów wodonośnych, wodoprzewodność, hydrodynamikę, stopień izolacji i wydajność potencjalną oraz jakość wód).

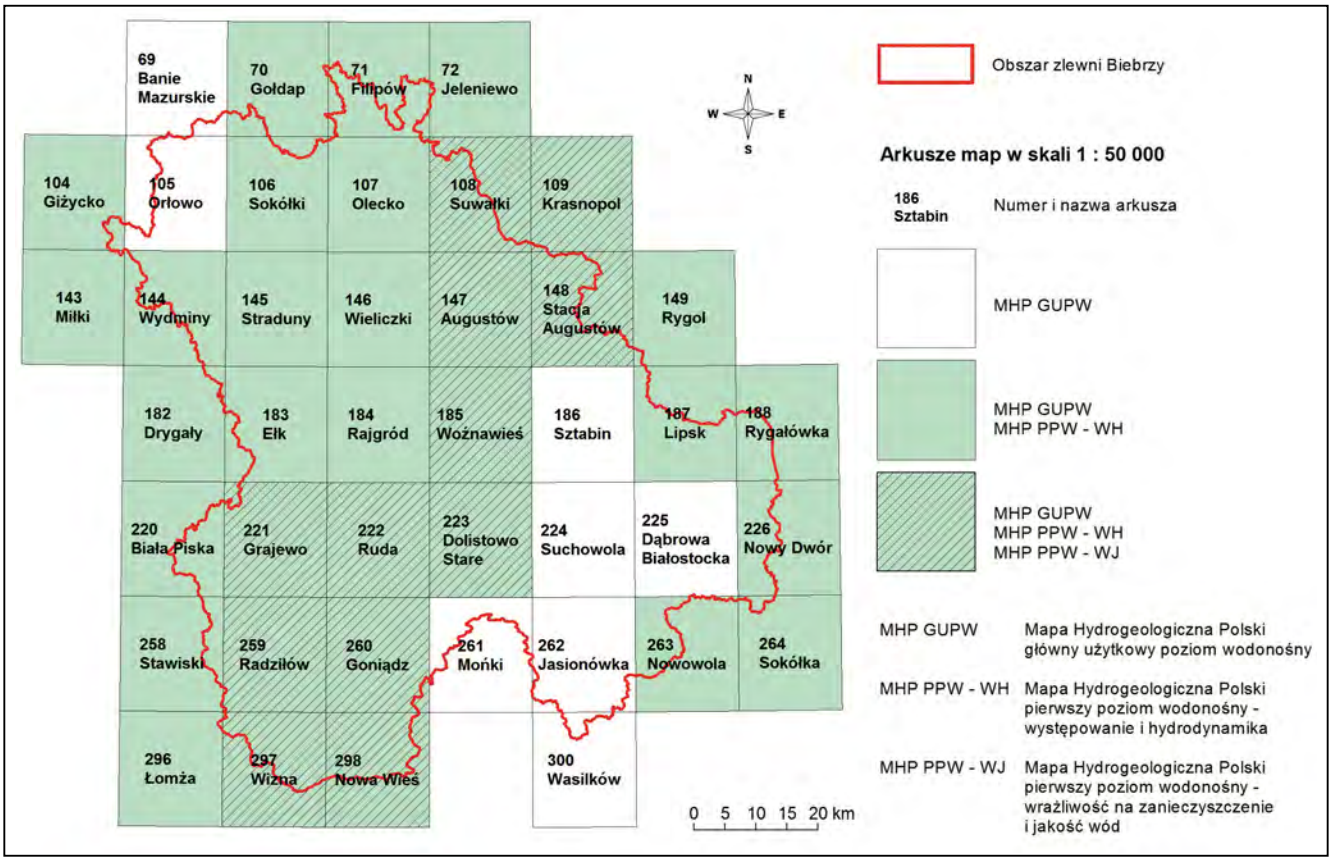
Szczegółowe rozpoznanie warunków hydrogeologicznych w zlewni rozpoczęto pod koniec lat 90. Państwowy Instytut Geologiczny przystąpił wówczas do realizacji Mapy Hydrogeologicznej Polski – *główny użytkowy poziom wodonośny* (MHP GUPW) w skali 1:50 000 na obszarze kraju, w tym zlewni Biebrzy, a następnie kolejnych warstw informacyjnych: *pierwszy poziom wodonośny* – występowanie i hydrodynamika (PPW-WH) oraz *wrażliwość na zanieczyszczenie i jakość wód* (PPW-WJ). Skorowidz, wykonanych dotychczas na obszarze zlewni Biebrzy, arkuszy mapy zaprezentowano na rycinie 7.

Obszar zlewni znajduje się w zasięgu 42 arkuszy Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. MHP GUPW zrealizowano w dwóch transzach, w latach 1996–1998 oraz 2002–2004. Opracowania te stanowią kartograficzne odwzorowanie hydrogeologicznych i środowiskowych warunków występowania, zasobności, hydrodynamiki, jakości oraz stopnia zagrożenia wód podziemnych głównych użytkowych poziomów wodonośnych, stanowiących podstawowe źródło miejscowego zaopatrzenia w wodę.

Od 2004 r. są realizowane kolejne warstwy informacyjne bazy danych GIS MHP *pierwszy poziom wodonośny – występowanie i hydrodynamika* (PPW-WH). Charakteryzują one występowanie pierwszego poziomu wodonośnego, jego hydrodynamikę, głębokość występowania, charakter związku z wodami powierzchniowymi, formy naturalnego wypływu wód podziemnych na powierzchnię oraz antropogeniczne zmiany położenia zwierciadła o zakresie istotnym dla stanu ekosystemów lądowych i wód powierzchniowych.

Dopełnienie charakterystyki pierwszego poziomu wodonośnego stanowi warstwa informacyjna bazy danych GIS MHP *pierwszy poziom wodonośny – wrażliwość na zanieczyszczenie i jakość wód* (PPW-WJ). Opracowanie jest realizowane w celu dokonania oceny stanu jakościowego płytkich wód podziemnych, bezpośrednio związanych z ekosystemami wód powierzchniowych oraz ekosystemami lądowymi zależnymi od wód podziemnych, w tym sieci obszarów chronionych Natura 2000. Ponieważ pierwszy poziom wodonośny stanowi na wielu obszarach źródło zaopatrzenia ludności w wodę do picia, przeprowadzenie tej oceny wymaga również ustalenia wrażliwości płytkich wód podziemnych na zanieczyszczenie, zwłaszcza związkami azotu pochodzenia rolniczego. Mapa jest wykonywana od 2006 r.

W latach 2006–2007 dla obszaru zlewni Biebrzy opracowano arkusze Mapy geologiczno-gospodarczej (MGGP) w skali 1:50 000. Jej aktualizację stanowi Mapa geośrodowiskowa (MGŚP) w skali 1:50 000, opracowana w latach 2010–2011.



Ryc. 7. Arkusze Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (układ 42) obejmujące obszar zlewni Biebrzy

Pierwsze badania hydrogeologiczne w związku z oceną regionalnych zasobów wód podziemnych prowadzono w latach 90. Należy tu wymienić:

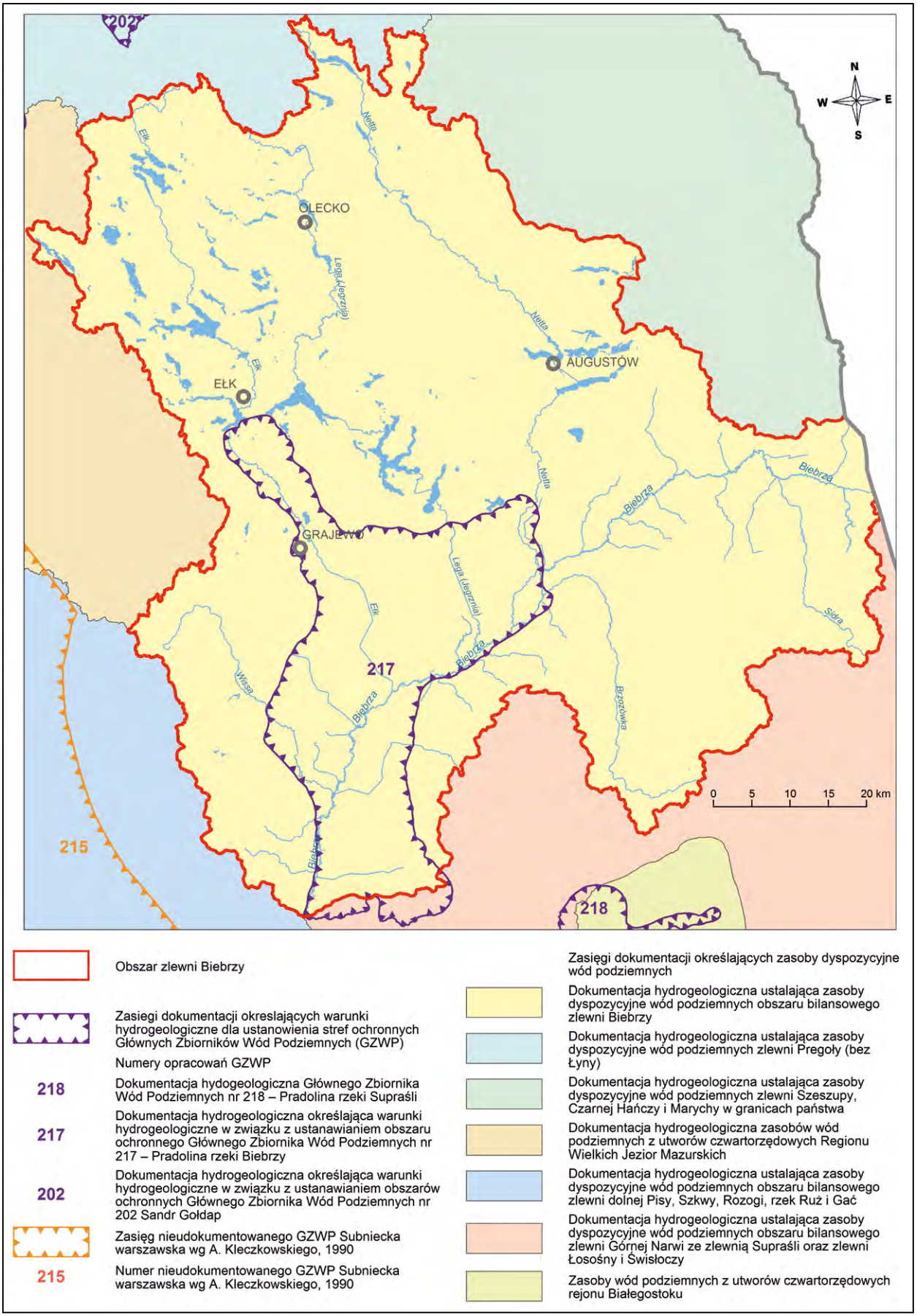
- Zbiornik nr 217 – Pradolina rzeki Biebrzy. Koncepcja szczegółowa dla głównych zbiorników wód podziemnych. Program CPBP-04.10 tzw. „zbiorniki chronione" (Małecka, Małecki, 1990).
- Projekt badań hydrogeologicznych dla rozpoznania zasobów wód podziemnych i ich ochrony z utworów czwartorzędowych na obszarze zlewni rzeki Biebrzy, woj. suwalskie, łomżyńskie i białostockie (wraz z aneksem) (Oficjalska, Borzyszkowski, 1992).
- Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych z utworów czwartorzędowych Regionu Wielkich Jezior Mazurskich (Bentkowski i in., 1996).

Z innych, nowszych prac o charakterze regionalnym, należy wymienić:

- Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszaru ochronnego Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 217 – Pradolina rzeki Biebrzy (Kapuściński i in., 2011).
- Model pojęciowy jednolitej części wód podziemnych JCWPd 32 (nr 34 wg podziału JCWPd 161) – Kotlina Biebrzańska (Gruszczyński, 2011).

Najnowsze badania hydrogeologiczne zrealizowano w związku z oceną zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych, w ramach przedsięwzięcia prowadzonego w latach 2013–2019 przez PIG-PIB pt. „*Wykonanie programów prac i dokumentacji hydrogeologicznych ustalających zasoby dyspozycyjne wód podziemnych dla potrzeb przeprowadzania bilansów wodnogospodarczych oraz opracowania warunków korzystania z wód regionu wodnego i zlewni*". Szczegółowym rozpoznaniem objęto obszar zlewni Biebrzy oraz obszary sąsiednich zlewni: Pisy, Narwi, Pregoły, Szeszupy i Czarnej Hańczy (Ryc. 8). W latach 2014–2018 wykonano następujące dokumentacje hydrogeologiczne ustalające zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego:

- Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni Biebrzy (Filar i in., 2018).
- Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Pregoły (bez Łyny) (Skrzypczyk i in., 2016).
- Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Szeszupy, Czarnej Hańczy i Marychy w granicach państwa (Oficjalska i in., 2016).
- Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni dolnej Pisy, Szkwy, Rozogi, rzek Ruż i Gać (Oficjalska i in., 2018).
- Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni górnej Narwi ze zlewnią Supraśli oraz zlewnie Łosośny i Świsłoczy (Krawczyński i in., 2018).



Ryc. 8. Zasięg archiwalnych regionalnych opracowań hydrogeologicznych zlewni Biebrzy i zlewni sąsiednich

Na terenie zlewni Biebrzy zrealizowano również kilkadziesiąt dokumentacji geofizycznych. Badania geoelektryczne wykonywano na potrzeby rozpoznania warunków geologicznych przy realizacji poszczególnych arkuszy SMGP w skali 1:50 000 oraz lokalnie w rejonach planowanych większych ujęć wód podziemnych. W latach siedemdziesiątych i osiemdziesiątych ubiegłego wieku zlewnię Biebrzy objęto półszczegółowymi badaniami grawimetrycznymi, które realizowano na obszarze północno-wschodniej Polski w ramach krajowego projektu rozpoznania zasięgu występowania głębokich obniżeń w podłożu podczwartorzędowym oraz głębokich struktur typu rynien subglacjalnych, które były poza efektywnym zasięgiem badań geoelektrycznych.

Najnowsze badania geofizyczne (metodami elektrooporową i grawimetryczną) wykonano na potrzeby sporządzenia dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Biebrzy (Filar i in., 2018). Prace wykonano zgodnie z „*Programem prac dla ustalenia zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych zlewni Biebrzy*" (Filar i in., 2015a), a ich wyniki zawarto w „Dokumentacji wyników badań geoelektrycznych…" (Kacprzak, Kacprzak, 2017), stanowiącej załącznik do dokumentacji.

Badania elektrooporowe wykonano w celu rozpoznania budowy geologicznej i hydrogeologicznej, w tym określenia miąższości i typu litologicznego osadów budujących warstwy piętra czwartorzędowego i neogeńskiego. Ogółem wykonano 11 ciągów geoelektrycznych o łącznej długości ok. 139 km, ze średnim krokiem pomiarowym ok. 350 m. Prace terenowe elektrooporowe objęły wykonanie 401 sondowań elektrooporowych. Prace prowadzono w zwartych kompleksach leśnych i na obszarach bagnistych. Dzięki sprzyjającym warunkom terenowym i pogodowym możliwe było po raz pierwszy w historii wykonanie pomiarów geoelektrycznych na Bagnach Biebrzańskich. Dotychczas badań tego typu nie wykonywano na obszarze Biebrzańskiego Parku Narodowego. W wyniku wykonanych prac uzyskano dane o budowie geologicznej i warunkach hydrogeologicznych dla obszarów Puszczy Boreckiej i bagien biebrzańskich w stosunku do utworów plejstoceńskich i paleogeńsko-neogeńskich. Interpretacja badań geoelektrycznych dostarczyła zarówno informacji odnośnie do przebiegu, ciągłości i rozprzestrzenienia warstw wodonośnych oraz warstw je rozdzielających, jak również stopnia izolacji poszczególnych poziomów wodonośnych, ich granic oraz kontaktów. Analiza wyników interpretacji nie wykazała konieczności istotnej zmiany dotychczasowej interpretacji warunków hydrogeologicznych dla tego obszaru, jednakże dała możliwość zweryfikowania przebiegu występowania GZWP nr 217 w rejonie Puszczy Boreckiej, Sokółek, Lipska i Goniądza.

Drugą wykorzystaną metodą geofizyczną była metoda grawimetryczna. W przeprowadzonej analizie grawimetrycznej wykorzystano archiwalne dane grawimetryczne, zgromadzone w zasobach Centralnej Bazy Danych Geologicznych (CBDG) administrowanej przez PIG-PIB. Metoda grawimetryczna pozwala, na podstawie anomalii pola grawitacyjnego, określić różnice w budowie skorupy ziemskiej i wykryć utwory geologiczne różniące się gęstością od otaczających skał. Anomalia siły ciężkości jest różnicą między wartością zredukowanej siły ciężkości a wartością normalną siły ciężkości w danym punkcie. Wartość obliczonych anomalii siły ciężkości pozwala wyciągnąć wnioski dotyczące budowy geologicznej badanego rejonu. Wartości normalne są wyliczone dla idealnej Ziemi w kształcie elipsoidy z jednorodnym rozkładem mas. Ogółem do przeprowadzenia analizy pola siły ciężkości użyto 45 178 punktów grawimetrycznych z obszaru o powierzchni blisko 17 609 km^2. Średnie zagęszczenie punktów grawimetrycznych wyniosło ok. 2,57 pkt/km^2. Wzajemne odległości między punktami pomiarowymi wynosiły od ok. 500 do 700 m. Stopień zagęszczenia pomiarów na analizowanym obszarze nie był równomierny. Największe obszarowo luki w prospekcji grawimetrycznej występują na obszarze Biebrzańskiego Parku Narodowego.

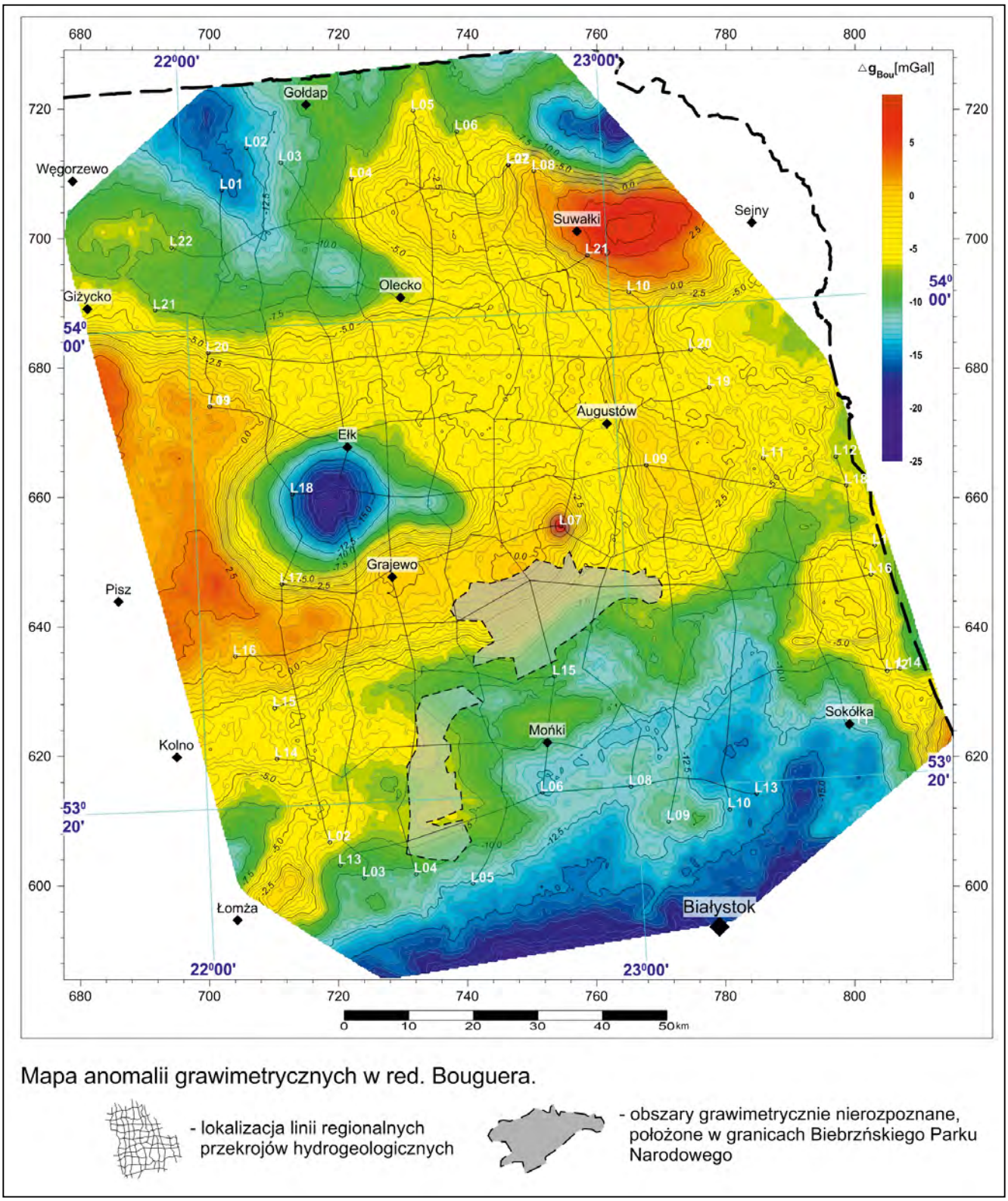
Wyniki archiwalnych pomiarów grawimetrycznych, sprowadzano do jednego poziomu odniesienia redukcją Bouguera. Uwzględnia ona wysokość punktu nad poziom odniesienia oraz wpływ grawitacyjny mas położonych nad przyjętym poziomem odniesienia. Redukcję uzupełnia się poprawkami siły ciężkości: topograficzną, urbanistyczną oraz luni-solarną, uwzględniającą dryft przyrządu. Przedstawiona na rycinie 9 mapa anomalii Bouguera stanowi odwzorowanie sumy efektów grawitacyjnych generowanych przez niejednorodności w rozkładzie gęstości ośrodka geologicznego obejmującego podłoże krystaliczne płyty wschodnioeuropejskiej, pokrywę paleozoiczną i mezozoiczną, aż po niejednorodności w osadach paleogenu, neogenu i czwartorzędu. Z uwagi na skalę mapy i możliwe do zastosowania cięcie warstwicowe 0,5 mGala zaburzenia pola generowane przez płytkie źródła pola, występujące w kompleksie osadów kenozoicznych, są słabo widoczne. Dominują efekty o dużym zasięgu poziomym, wywołane niejednorodnościami litologicznymi w podłożu krystalicznym oraz morfologią jego stropu (Królikowski, Petecki, 1995).

Opisując historię badań prowadzonych w zlewni Biebrzy nie można pominąć, niezwykle istotnych dla stosunków wodnych, prac melioracyjnych. Ich początki sięgają połowy XIX wieku. Zakrojone na szeroką skalę prace melioracyjne, głównie w części basenu południowego (dolnego) Biebrzy, miały na celu zagospodarowanie nowych obszarów, a w efekcie intensyfikację rolnictwa i poprawę sytuacji ekonomicznej ludności wiejskiej. Istniejącą gęstą sieć niewielkich cieków wodnych, odprowadzających nadmiar wody z torfowisk, zastąpiono kilkunastoma rowami odprowadzającymi wodę wprost do Biebrzy. Wybudowany w latach 1845–1861 Kanał Rudzki (Fot. 2) przejął wody Ełku, wyprostowano koryto Klimaszewnicy, Wissy i Kosódki oraz częściowo zmeliorowano Bagno Ławki (Bielak, 2006).

Początek XX wieku przyniósł kolejne zmiany, zastąpiono wówczas stare, płytkie i często zarośnięte kanały nowymi rowami, znacznie efektywniej i szybciej odwadniającymi torfowiska. Po II wojnie światowej pojawiły się pomysły intensywnego zmeliorowania mokradeł w zlewniach Biebrzy i Narwi. Jednak zbyt wysokie koszty inwestycji i późniejszego utrzymania systemów melioracyjnych, powstrzymały re-

alizację tych planów. Pomimo to w latach 60. i 70. XX wieku przeprowadzono pewne zabiegi melioracyjne, zwłaszcza na obszarze basenu północnego (górnego) Biebrzy.

Przeprowadzona ponad 150 lat temu melioracja spowodowała w niektórych rejonach doliny Biebrzy degradację części torfowisk i przyspieszenie sukcesji naturalnej drzew



Ryc. 9. Mapa anomalii grawimetrycznych w redukcji Bouguera (Filar i in., 2018)

Uwaga: Podstawą do korzystania z archiwalnych danych grawimetrycznych, udostępnionych przez Narodowe Archiwum Geologiczne, była Umowa na korzystanie za wynagrodzeniem z informacji geologicznej w postaci danych geologicznych zawartej ze Skarbem Państwa – Ministrem Środowiska, nr 1172/IG/2016 z dnia 16 marca 2016 r.

Fot. 2. Kanał Rudzki (gm. Goniądz) (fot. D. Węglarz)

i krzewów, w miejsce odwodnionych ekosystemów otwartych łąk. Wybudowana sieć rowów odwadniających doprowadziła z czasem do obniżenia poziomu wód gruntowych (Bielak, 2006, 2009). Ostatecznie jednak melioracja biebrzańskich mokradeł nie przyniosła spodziewanego rolniczego sukcesu (Bielak, 2006). Splot różnych wydarzeń, decyzji oraz uwarunkowań gospodarczych i politycznych spowodował, że część planów nie doczekała się realizacji, w wyniku czego Bagna Biebrzańskie przekształcono jedynie w niewielkim stopniu i nadal można podziwiać ich wyjątkowość i piękno.

Od 1993 r., czyli od powołania Biebrzańskiego Parku Narodowego, rozpoczęto zabiegi renaturyzacyjne, w celu odtworzenia pierwotnych, naturalnych stosunków wodnych w dolinie Biebrzy, poprzez podniesienie poziomu wód gruntowych oraz spowolnienie odpływu wód powierzchniowych.

ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE

GEOMORFOLOGIA

Obszar zlewni Biebrzy, według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego (2009), w całości należy do prowincji Niżu Wschodniobałtycko-Białoruskiego (84) i jest zlokalizowany na pograniczu dwóch dużych jednostek (podprowincji): Pojezierzy Wschodniobałtyckich (842) i Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich (843).

Pojezierza Wschodniobałtyckie (842) charakteryzuje znaczna liczba jezior, zarówno wydłużonych, rynnowych o znacznych głębokościach, jak i szerokich, wytopiskowych w zagłębieniach śródmorenowych. Wzniesienia zazwyczaj osiągają 150–200 m n.p.m., a nawet przekraczają 300 m n.p.m. Formy terenu wytworzyły się w trzech głównych fazach zlodowacenia północnopolskiego (wisły). Wzgórzom morenowym towarzyszą rozległe równiny na miejscu dawnych zbiorników zastoiskowych.

Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie (843) zostały uformowane w trakcie procesów glacjalnych zlodowacenia warty oraz zachodzącej w późniejszym okresie ewolucji tych form lodowcowych. Tworzą one pas wysoczyzn od okolic środkowego Bugu po okolice białoruskiego Mińska. Cechą charakterystyczną tej podprowincji są peryglacjalne przekształcenia form lodowcowych i występowanie rozległych, zabagnionych obniżeń, a także brak jezior.

Na obszarze tych podprowincji wydzielono trzy makroregiony: Pojezierze Litewskie (842.7), Pojezierze Mazurskie (842.8) i Nizinę Północnopodlaską (843.3) (Ryc. 10, Tab. 1).

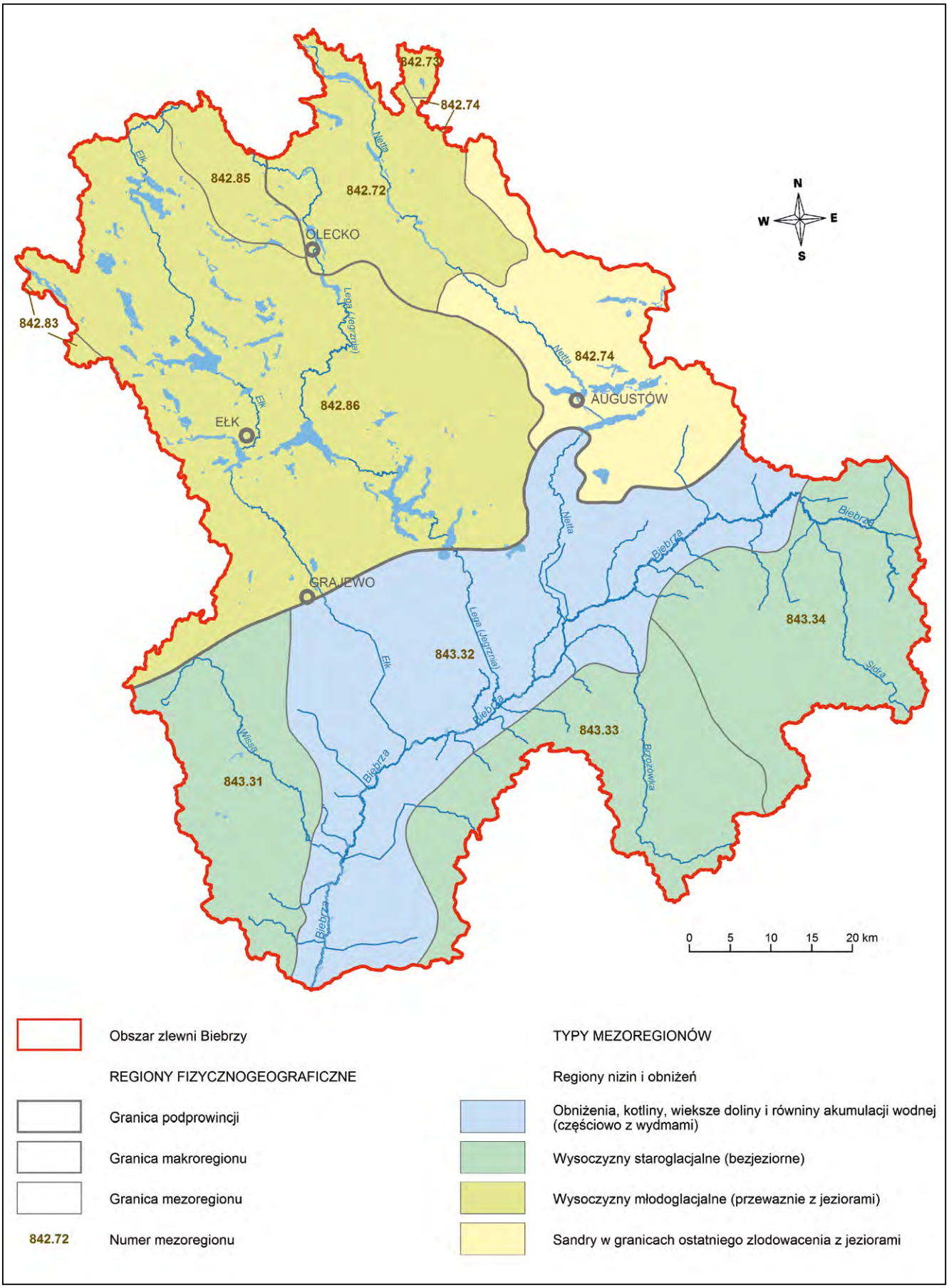
POJEZIERZE LITEWSKIE (842.7)

Większa część tego makroregionu znajduje się na terytorium Republiki Litewskiej. Moreny czołowe fazy poznańskiej i pomorskiej układają się łukami po obu stronach przełomu Niemna, natomiast zasięg fazy leszczyńskiej jest maskowany przez młodsze sandry, a o jego obecności świadczy

Tabela 1

Podział fizycznogeograficzny obszaru zlewni Biebrzy (Kondracki, 2009)

Prowincja	Podprowincja	Makroregion	Mezoregion	Powierzchnia na obszarze zlewni Biebrzy [km^2]
84 – Niż Wschodnio-bałtycko-Białoruski	842 – Pojezierza Wschodniobałtyckie	842.7 – Pojezierze Litewskie	842.72 – Pojezierze Zachodniosuwalskie	543,6
			842.73 – Pojezierze Wschodniosuwalskie	25,1
			842.74 – Równina Augustowska	663,0
		842.8 – Pojezierze Mazurskie	842.83 – Kraina Wielkich Jezior Mazurskich	11,5
			842.85 – Wzgórza Szeskie	151,9
			842.86 – Pojezierze Ełckie	2025,0
	843 – Wysoczyzny Podlasko-Białoruskie	843.3 – Nizina Północnopodlaska	843.31 – Wysoczyzna Kolneńska	562,0
			843.32 – Kotlina Biebrzańska	1630,7
			843.33 – Wysoczyzna Białostocka	655,2
			843.34 – Wzgórza Sokólskie	794,1



Ryc. 10. Podział fizycznogeograficzny obszaru zlewni Biebrzy (Kondracki, 2009)

występowanie licznych jezior wytopiskowych. Zachodnia część Pojezierza Litewskiego bywa nazywana Pojezierzem Suwalsko-Augustowskim i podzielono ją na 3 mezoregiony:

Pojezierze Zachodniosuwalskie (842.72) rozciągające się na południe od Puszczy Rominckiej, zajmuje w obrębie zlewni Biebrzy obszar 543,6 km^2. Jest regionem przejściowym między Pojezierzem Mazurskim a Pojezierzem Litewskim. Jest to region typowo rolniczy, ze stosunkowo małą ilością lasów i obszarów miejskich. Hydrograficzną osią regionu jest rynna rzeki Rospudy z kilkoma wydłużonymi jeziorami: Rospudą, Garbas, Sumowo i Bolesty oraz kilkoma mniejszymi. Wzdłuż tej osi nasunął się jeden z lobów lodowca skandynawskiego w pomorskiej fazie zlodowacenia. Na wschód od rynny Rospudy ciągnie się rynna Przerośli, w której największymi jeziorami są Białe Filipowskie i Okmin. Za północno-zachodnią granicę regionu (ze Wzgórzami Szeskimi) przyjęto rzekę Jarkę (dopływ Gołdapi). W jej dorzeczu na przedłużeniu rynny Rospudy znajduje się Jez. Czarne, a na zachód od Rospudy Jez. Mieruńskie Wielkie, mające odpływ do jez. Garbas. W tym mezoregionie wyróżniono 3 mikroregiony: Garb Przerośli, gdzie wysokość na obszarze wododziałowym Błędzianki, Czarnej Hańczy i Rospudy dochodzi do 257 m n.p.m., Wyniesienie Oleckie na zachód od rynny Rospudy i Pagórki Przebrodzkie na wschód od niej.

Pojezierze Wschodniosuwalskie (842.73) rozpościerające się na pograniczu Polski i Litwy, które w granicy obszaru zlewni Biebrzy zajmuje niewielką powierzchnię 25,1 km^2. Zachodnią granicę tworzy częściowo górny bieg Błędzianki i Czarnej Hańczy, południową – granica Sandru Augustowskiego. Wały moren czołowych mają ogólny kierunek z północnego zachodu na południowy wschód, natomiast od jez. Wigry skręcają w kierunku wschodnim. Wyróżniono tu dwa loby lodowcowe, związane z nasunięciem w fazie pomorskiej lobu Hańczy i Sejn. Obszar na północ od Suwałk przekracza wysokość 200 m n.p.m. i ma bardzo urozmaiconą rzeźbę terenu. Występują tu wały moren czołowych, kemy, drumliny, ozy i bardzo głębokie rynny. Do tych ostatnich należy rynna najgłębszego na nizinach europejskich jez. Hańcza (pow. 3,1 km^2, głęb. 108,5 m), którego poziom wody znajduje się na wysokości 227 m n.p.m. Największym natomiast jest jez. Wigry (pow. 21,2 km^2, głęb. 73 m), położone w obrębie sandru Równiny Augustowskiej. Pojezierze Wschodniosuwalskie dzieli się na 4 mikroregiony: Garb Wiżajn, Wzgórza Jeleniewskie, Pojezierze Wigierskie i Pagórki Sejneńskie.

Równinę Augustowską (842.74), która pod względem geomorfologicznym jest sandrem. Zaczyna się w okolicy Suwałk na wysokości ok. 190 m n.p.m. i obniża się do ok. 120 m n.p.m. w okolicach Augustowa. Od północy sandr graniczy z morenami Pojezierza Wschodniosuwalskiego, od zachodu – z Pojezierzem Zachodniosuwalskim, a od południa – z Kotliną Biebrzańską. Utwory fazy poznańskiej, w której powstał sandr przykrywają osady fazy leszczyńskiej zlodowacenia wisły. Powierzchnię równiny urozmaicają wytopiskowe misy licznych jezior, do których należy południowa część jez. Wigry i grupa jezior w okolicach Augustowa: Necko, Białe, Długie, Sajno, Studzieniczne, Serwy i Mikaszewo. Przeważającą część równiny zajmuje Puszcza Augustowska. Na obszarze Równiny Augustowskiej wyróżniono 5 mikroregionów:

- *Obniżenie Suwalskie* będące szlakiem odpływu lodowcowo-rzecznego w fazie pomorskiej wzdłuż biegu Czarnej Hańczy po jej ujście do jez. Wigry;
- *Pagórki Augustowskie* stanowiące strefę brzeżną sandru od strony zachodniej, gdzie wśród piasków pojawiają się kępy gliny morenowej i zatorfione wytopiska. Ciągną się one na zachód i południowy zachód od jez. Wigry;
- *Równinę Frąckowską* obejmującą północną część Równiny Augustowskiej, zajętej w 90% przez bory sosnowe oraz mieszane, przez które przepływa Czarna Hańcza;
- *Równinę Studzieniczną*, która jest południową częścią Równiny Augustowskiej, w okolicach samego Augustowa z licznymi jeziorami wytopiskowymi;
- *Równinę Mikaszewską* położoną na wschód od Równiny Studzieniczej, gdzie wśród sandrowej piaszczystej pokrywy zaznaczają się wychodnie gliny lodowcowej.

POJEZIERZE MAZURSKIE (842.8)

Jest to wysunięty najbardziej na zachód makroregion Pojezierzy Wschodniobałtyckich. Granicę południową z Niziną Północnopodlaską (843.3) wyznacza zasięg ostatniego zlodowacenia, z którym wiąże się występowanie polodowcowych jezior wytopiskowych. Od zachodu sąsiaduje z Pojezierzem Iławskim, od północy – z Niziną Staropruską, a od wschodu – z Pojezierzem Litewskim. Fundament geologiczny tworzy wyniesienie mazursko-podlaskie platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie skały prekambru występują na głębokości kilkuset metrów, zapadają się ku północy, zachodowi i południu poniżej 1500 m. Na tym fundamencie zalegają epikontynentalne osady morskie paleozoiczne i mezozoiczne. Miąższość pokrywy osadów lodowcowych i wodnolodowcowych przekracza miejscami 350 m. W obrębie Pojezierza Mazurskiego zbiegają się w pasie o szerokości kilkudziesięciu kilometrów zasięgi głównych faz zlodowacenia wisły: leszczyńskiej, poznańskiej i pomorskiej. Lądolód skandynawski w fazie poznańskiej tworzył dwa łukowate wygięcia, których osiami były obniżenia, obecnie wykorzystywane przez Łynę na zachodzie i system dużych jezior na wschodzie. Po transgresywnej fazie pomorskiej czoło lądolodu stacjonowało na tym obszarze jeszcze kilkakrotnie, pozostawiając po sobie płaty martwego lodu oraz misy jeziorne, z których największymi są Śniardwy i zespół Mamr. Przez Pojezierze Mazurskie przebiega dział wodny bezpośredniego zlewiska Bałtyku, do którego płyną Pasłęka i Pregoła z dopływami (Łyna, Guber i Węgorapa) oraz dorzecza Wisły, do którego należy Narew z dopływami (Omulew, Rozoga, Szkwa, Pisa i Biebrza).

Pojezierze Mazurskie, na obszarze zlewni Biebrzy dzieli się na 3 mezoregiony:

Krainę Wielkich Jezior Mazurskich (842.83) rozciągającą się w obniżeniu między Pojezierzem Mrągowskim od zachodu i Pojezierzem Ełckim od wschodu. Zajmuje nie-

wielką powierzchnię (11,5 km^2) w zachodniej części obszaru zlewni Biebrzy.

Wzgórza Szeskie (842.85), które są wyodrębniającym się wyraźnie mezoregionem Pojezierza Mazurskiego. Kulminacyjne wzniesienia przekraczają wysokość 300 m n.p.m., m.in. Szeska Góra (309 m n.p.m.), Góra Tatarska (301 m n.p.m.) i Góra Gołdapska (271 m n.p.m.). Wzgórza Szeskie, podobnie jak Garb Lubawski dalej na zachodzie, znajdują się na styku dwóch wielkich lobów lodowcowych, w tym przypadku mazurskiego i litewskiego. W rzeźbie terenu dużą rolę odgrywają wzgórza kemowe, w tym wysokie kemy ilaste.

Pojezierze Ełckie (842.86) rozciągające się w zachodniej i północnej części obszaru zlewni Biebrzy. Od północy graniczy z Krainą Węgorapy i Wzgórzami Szeskimi, od wschodu z Pojezierzem Zachodniosuwalskim i Równiną Augustowską, od południa z Kotliną Biebrzańską i Wysoczyzną Kolneńską, a od zachodu z Krainą Wielkich Jezior Mazurskich. Ukształtowanie powierzchni terenu jest silnie urozmaicone (Fot. 3, 4), a kulminacje wzniesień przekraczają często wysokość 200 m – Góry Piłackie (219 m n.p.m.), Lipowa Góra (223 m n.p.m.) i Płowiecka Góra (205 m n.p.m.). Wody są odprowadzane na południe przez rzekę Ełk (w dolnym biegu Łęg) do Biebrzy oraz Legę, wypływającą z Jez. Oleckiego Wielkiego, przepływającą przez jez. Selmęt i Rajgrodzkie, z którego odpływ przybiera nazwę Jegrzni. Ełk przepływa przez jez. Litygajno w Puszczy Boreckiej. W północnej i środkowej części mezoregionu występują liczne jeziora. Największymi miastami regionu są Ełk, Biała Piska i Rajgród.

W tym mezoregionie wyróżniono 7 mikroregionów:

- *Wysoczyznę Białej Piskiej* oddzieloną od Krainy Wielkich Jezior Mazurskich wschodnią częścią Równiny Mazurskiej i doliną Pisy. Rzeźba terenu jest urozmaicona, wysokość wzniesień dochodzi do 180–200 m n.p.m. (najwyższe osiąga 208 m n.p.m.). Jezior jest niewiele i z reguły cechują się niewielkimi powierzchniami, m.in. jez. Borowe, które znajduje się na wschodnim krańcu mikroregionu.
- *Wzgórza Dybowsko-Wiśniowskie* rozcięte doliną Ełku, gdzie przeciętnie wysokość wzniesień sięga od 130 do 150 m n.p.m. Część zachodnia regionu jest położona wyżej, wysokość wzniesień dochodzi do 191 m n.p.m. Znajduje się tu kilka jezior, z których największym jest jez. Dybowskie. W dolinie Ełku między Grajewem a Prostkami znajduje się jez. Toczyłowo.
- Większe skupienie jezior występujące w *Obniżeniu Selmęckim* (842.863), przez które przepływa Lega, łącząc jez. Selmęt Wielki i Rajgrodzkie. W przedłużeniu północnej rynny znajduje się oddzielone przesmykiem Jez. Białe. Na zachód od jez. Selmęt Wielki znajduje się Jez. Ełckie, przez które przepływa rzeka Ełk.
- *Wyniesienia Bargłowsko-Milewskie* znajdujące się w południowo-wschodniej części Pojezierza Ełckiego, które są położone między Obniżeniem Selmęckim a Równiną Augustowską. Najwyższy punkt tego obszaru to wododziałowe wzniesienie gliny morenowej (ok. 186 m n.p.m.) znajdującej się na południe od Milewa. Większe jeziora występują jedynie w części południowej (na

Fot. 3. Pojezierze Ełckie (okolice Rydzewa, gm. Ełk) (fot. D. Węglarz)

Fot. 4. Pojezierze Ełckie (okolice Borzym, gm. Kalinowo) (fot. D. Węglarz)

wschód od Rajgrodu), m.in. jez. Dreństwo i Tajno na granicy z Kotliną Biebrzańską.

- *Pojezierze Łaśmiadzkie*, rozciągające się na północ i na zachód od Ełku, w rejonie zbiegania się zasięgu fazy poznańskiej i pomorskiej obejmującej tereny bogate w jeziora. Bazą drenażu jest górny odcinek rzeki Ełk, która przepływa przez największe w tym mikroregionie jez. Łaśmiady.
- *Puszczę Borecką*, rozciągającą się na północ od Pojezierza Łaśmiadzkiego, przy czym 92% powierzchni regionu zajmuje las mieszany borowo-grądowy. Występujące na tym terenie jeziora są małe i nieliczne, a lasy zajmują poniżej 20% powierzchni tego mikroregionu.

NIZINA PÓŁNOCNOPODLASKA (843.3)

Ze względu na położenie niziny w obrębie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej zaliczono ją do podprowincji Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich (843). W obrębie zasięgu zlodowacenia warty pod względem ukształtowania powierzchni terenu Nizina Północnopodlaska wykazuje podobieństwa do Nizin Środkowopolskich. Północną granicę makroregionu wyznacza zasięg ostatniego zlodowacenia. Granicę zachodnią stanowi dolina Pisy, prawego dopływu Narwi na skraju sandrowej Równiny Kurpiowskiej. Za granicę południową przyjęto prawe zbocze doliny Bugu po okolice Brześcia. Na wschodzie Nizina Północnopodlaska sięga po okolice Grodna na Białorusi oraz po dolinę Niemna i Świsłoczy, dalej na południu granica z tzw. Przedpolesiem Zachodnim jest umowna. Część Niziny Północnopodlaskiej znajdująca się na północ od doliny Narwi ma polodowcowe formy terenu znacznie wyraźniejsze niż część południowa.

Nizina Północnopodlaska, na obszarze zlewni Biebrzy dzieli się na 4 mezoregiony:

Wysoczyznę Kolneńską (843.31), która jest szczególnie wyróżniającym się regionem między Kotliną Biebrzańską na wschodzie, Doliną Dolnej Narwi na południu a Równiną Kurpiowską na zachodzie. Północną granicę wyznacza zasięg pagórkowatych form zlodowacenia wisły Pojezierza Ełckiego. Wysoczyzna wznosi się kilkadziesiąt metrów ponad otaczające ją obniżenia (od 120 do 200 m n.p.m.). Takie ukształtowanie powierzchni terenu jest wynikiem stopniowego zaniku martwej pokrywy lodowcowej zlodowacenia warty. Rzeźba terenu została zmodyfikowana przez procesy peryglacjalne, które doprowadziły do powstania szerokich dolin rzecznych o łagodnie nachylonych zboczach. Głównymi ośrodkami miejskim są Grajewo, Kolno, Szczuczyn, Stawiski, Jedwabne oraz Wizna.

Kotlinę Biebrzańską (843.32) będącą rozległym obniżeniem o długości ponad 100 km i szerokości od 10 do 20 km, ciągnącym się wzdłuż doliny rzeki Biebrzy od granicy Polski po ujście Biebrzy do Narwi (Fot. 5). Region ten od zachodu jest ograniczony przez Wysoczyznę Kolneńską, od południa – przez Wysoczyznę Wysokomazowiecką, od wschodu – przez Wysoczyznę Białostocką, od północy – przez Pojezierze Ełckie i Równinę Augustowską. W czasie zlodowacenia wisły, z istniejącej w tym czasie kotliny, w kierunku doliny Narwi były odprowadzane wody fluwioglacjalne. Dno kotliny obniża się z północy na południe ze 120 do 98 m n.p.m. przy ujściu Biebrzy do Narwi. Biebrza jest główną bazą drenażową całego regionu i ciekiem o długości 165 km. Bierze swój początek na Wzgórzach Sokólskich na południe od wsi Nowy Dwór.

W okresie późnoplejstoceńskim i w holocenie kiedy ustał intensywny przepływ wody rozwinęły się procesy zatorfie-nia, które doprowadziły do powstania kilkunastometrowych pokładów torfu. Unikatowy w Polsce zespół bagienny w 1989 r. objęto ochroną jako Biebrzański Park Krajobrazo-wy, a w 1993 r. utworzono Biebrzański Park Narodowy. Obok roślinności torfowiskowo-bagiennej na obszarze kotli-ny występują różne typy lasu: łęgi, olsy, grądy i bory oraz znaczna liczba reliktów tundrowych. Ponad poziom bagien miejscami wznoszą się piaszczyste równiny tarasowe z wydmami, zajęte przez bory sosnowe lub osadnictwo. W północno-wschodniej części kotliny są to Kępa Sztabińska, Kępa Jastrzębowska, Kępa Lipska, Osada Osowiec położona na kępie przy przeprawie przez Biebrzę oraz Lipsk na Kępie Lipskiej.

Wysoczyznę Białostocką (843.33) zlokalizowaną między Kotliną Biebrzańską, Doliną Górnej Narwi, Wzgórzami Sokólskimi i Poniemniem na Białorusi. Krajobraz wysoczyzny jest zróżnicowany, występują tu wysokie wzgórza moren i kemów, przekraczające 200 m n.p.m. (Góra Krynica 204 m n.p.m. i Góra Św. Jana 214 m n.p.m.), równiny sandrowe i morenowe. Doliny Supraśli i Brzozówki dzielą Wysoczyznę Białostocką na mniejsze jednostki regionalne: Wysoczyznę Białostocką między Narwią, Supraślą i Swisłoczą, płaską Nieckę Knyszyńską, falistą Wysoczyznę Goniądzką i Wysoczyznę Suchowolsko-Janowską. Na piaszczystych osadach kemowo-sandrowych rozciągją się duże obszary leśne Puszczy Błudowskiej, Puszczy Buksztelskiej i Puszczy Knyszyńskiej.

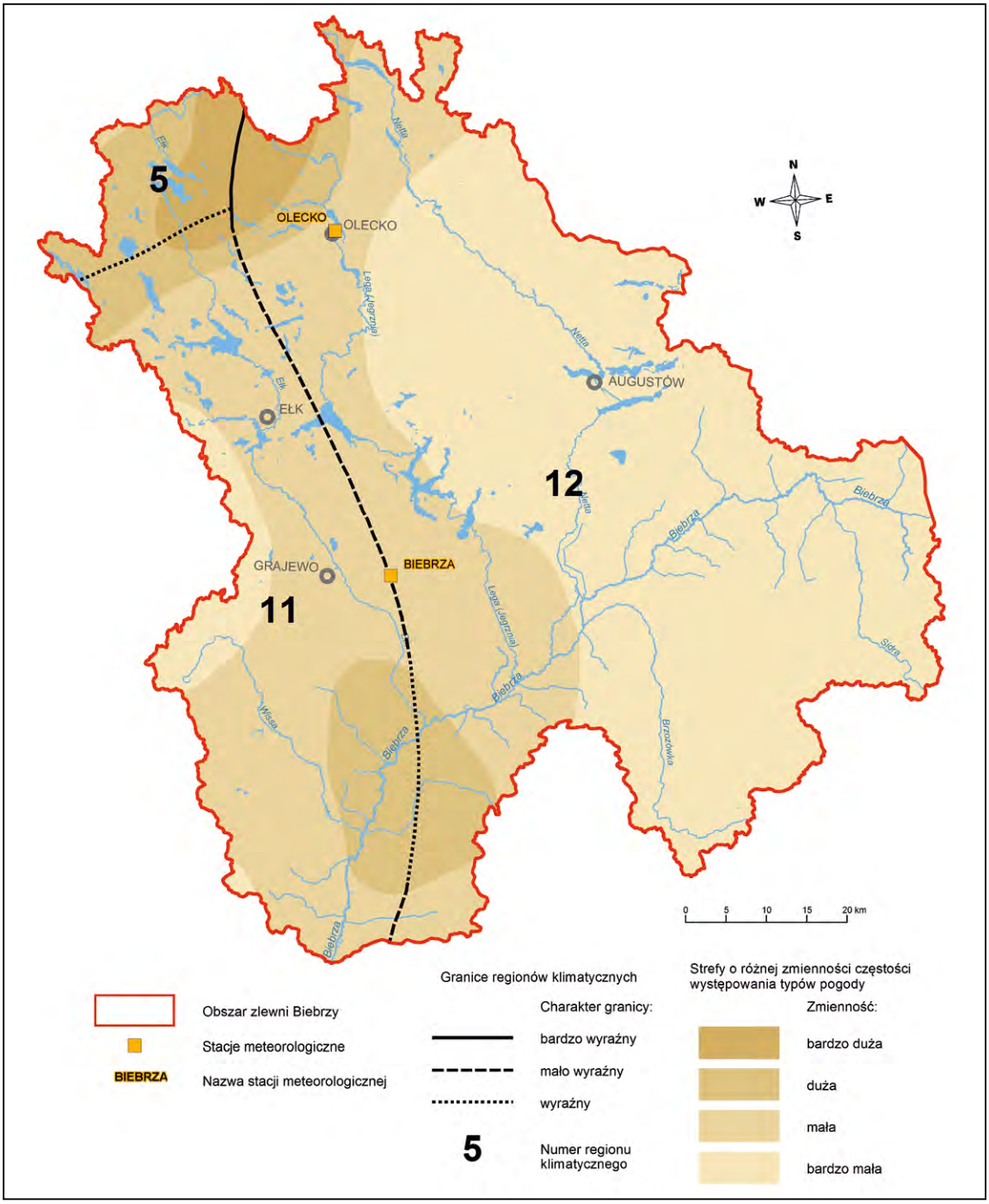
Wzgórza Sokólskie (843.34) rozciągające się w południowej części obszaru zlewni Biebrzy. Cechują się one występowaniem wysokich wzgórz morenowych, kemowych i ozowych, przypominających krajobraz pojezierny,

Fot. 5. Dolina Biebrzy, okolice ujścia do Narwi (fot. D. Węglarz)

jednak bez istniejących współcześnie jezior. Pod względem morfologicznym Wzgórza Sokólskie różnią się wyraźnie od pozostałych regionów Niziny Północnopodlaskiej. Najwyższe wzniesienia osiągają na wschód od Sokółki wysokość od 236 do 238 m n.p.m., a na północy tzw. Karpackie Góry osiągają 229 m n.p.m. Sidra, dopływ Biebrzy, dzieli ten region na część zachodnią i wschodnią, gdzie Biebrza ma swoje źródła.

KLIMAT

Obszar zlewni Biebrzy jest zróżnicowany pod względem klimatycznym. Jest to spowodowane ukształtowaniem powierzchni terenu, obecnością rzek, jezior i terenów bagiennych oraz charakterem podłoża. Wg regionalizacji klimatycznej obszar zlewni znajduje się w zasięgu trzech regionów klimatycznych (Ryc. 11): mazurskiego północnego (Region 5), mazurskiego wschodniego (Region 11) i podlaskiego (Region 12) (Woś, 2010). Obszar ten, należy do strefy



Ryc. 11. Regiony klimatyczne (Woś, 2010)

ścierania się wpływów klimatu kontynentalnego oraz bezpośredniego wpływu Morza Bałtyckiego. Na tle innych regionów klimatycznych, obszar ten cechuje największa częstość pojawiania się pogód najmroźniejszych ze średnią dobową temperaturą powietrza poniżej –15°C.

Region 5 – Mazurski Północny. Obejmuje północno-zachodnią część obszaru zlewni Biebrzy (Ryc. 11). Ciągnie się od wschodniego skłonu Wzniesień Górowskich po zachodni skłon Wzgórz Szeskich. Obejmuje Nizinę Sępopolską oraz północną część Krainy Wielkich jezior Mazurskich (Woś, 2010). Region ten pozostaje pod bezpośrednim wpływem Morza Bałtyckiego, na który nakłada się wpływ kontynentalizmu (szczególnie w części południowej i wschodniej). Amplitudy temperatury są znaczne i rosną ku wschodowi. Lato jest łagodne, lecz krótkie, zima zaś długa i mroźna (zwłaszcza na wschodzie regionu).

Średnia roczna temperatura powietrza w tym regionie wynosi 7,0°C, ze średnią w styczniu wynoszącą –3,3°C, a w lipcu – 17,1°C. W kalendarzowych porach roku średnia temperatura powietrza ma następujące wartości: wiosną 6,2°C, latem 16,5°C, jesienią 7,6°C i zimą –2,5°C.

Średnia roczna suma opadów wynosi 589 mm, najmniejsza jest w lutym (28 mm), a największa w lipcu (75 mm). Kalendarzowe pory roku cechują następujące sumy opadów: wiosna 120, lato 220, jesień 153 i zima 96 mm. Przeciętnie w roku jest 171 dni z opadami: wiosną – 39, latem – 41, jesienią – 43 i zimą – 48, a dni z burzą jest 23 (najwięcej w czerwcu – 9).

Region 11 – Mazurski Wschodni. Obejmuje zachodnią część obszaru zlewni Biebrzy (Ryc. 11). Obejmuje Wysoczyznę Kolneńską, wschodnią część Równiny Kurpiowskiej oraz północny fragment Międzyrzecza Łomżyńskiego. Obszar ten jest położony na granicy ścierania się wpływów klimatu morskiego i kontynentalnego z przewagą tego drugiego. Na klimat regionu duży wpływ mają także takie czynniki, jak: falistość terenu, występowanie licznych i dużych powierzchni wodnych (jezior), terenów bagnistych oraz znaczny stopień zalesienia (Woś, 2010).

Średnia roczna temperatura powietrza wynosi 7,0°C. Średnia temperatura w styczniu wynosi –3,5°C, a w lipcu 17,5°C. W kalendarzowych porach roku średnia temperatura powietrza przybiera następujące wartości: wiosną 6,5°C, la-tem 16,7°C, jesienią 7,4°C i zimą –2,8°C.

Średnia roczna suma opadów w omawianym regionie wynosi 552 mm, najmniejsza jest w lutym (27 mm), a największa w lipcu (75 mm). W kalendarzowych porach roku średnie sumy opadów osiągają następujące wartości: wiosną 115 mm, latem 210 mm, jesienią 137 mm i zimą 95 mm. Przeciętnie w roku notuje się 168 dni z opadami: wiosną – 39, latem – 40, jesienią – 41 i zimą – 49. Zazwyczaj w ciągu roku są 23 dni z burzą, najwięcej ich notuje się w czerwcu – 8 (Woś, 2010).

Region 12 – Podlaski. Obejmuje wschodni, północny i południowy obszar zlewni Biebrzy (Ryc. 11). Region ten jest obszarem o wyraźnej przewadze klimatu kontynentalne-go. Klimat jest kształtowany głównie przez masy powietrza napływającego ze wschodu. Lato jest wczesne i dość krótkie, zima zaś długa i mroźna (zwłaszcza na wschodzie regionu). Krótki jest także okres wegetacyjny, który trwa przez ok. 180–190 dni w roku. Obszar ten cechuje się znaczną odrębnością klimatyczną i z uwagi na ostre zimy stanowi (pomijając góry) najchłodniejszą część Polski (Woś, 2010).

Region ten obejmuje Pojezierze Suwalskie, prawie cała Kotlinę Biebrzańską, Wysoczyznę Białostocką oraz południowy fragment Niziny Podlaskiej.

Pod względem termicznym region ten należy do najchłodniejszych. Średnia roczna temperatura powietrza osiąga 6,7°C, w styczniu wynosi ona –4,2°C (w porównaniu z innymi regionami jest najniższa), a w lipcu – 17,3°C. W kalendarzowych porach roku średnia temperatura powietrza ma następujące wartości: wiosną 6,4°C, latem 16,6°C, jesienią 7,1°C i zimą –3,2°C (temperatury jesieni i zimy na tle innych regionów należą do najniższych). Roczna amplituda temperatury wynosi 21,4°C i jest największa ze wszystkich regionów.

Średnia roczna suma opadów w omawianym regionie wynosi 576 mm. Najmniej występuje ich w lutym (28 mm), a najwięcej w lipcu (76 mm). W kalendarzowych porach roku średnie sumy opadów osiągają następujące wartości: wiosną – 120 mm, latem – 213 mm, jesienią – 146 mm i zimą – 95 mm. Przeciętnie w roku notuje się 167 dni z opadami: wiosną jest ich 38, latem – 39, jesienią – 41 i zimą – 49. Zazwyczaj w roku jest 25 dni z burzą, a najwięcej takich dni notuje się w czerwcu – 8 (Woś, 2010).

OPADY

Średnia roczna suma opadów atmosferycznych z wielolecia 1951–2018 dla całego badanego obszaru wynosi 587 mm i zmienia się w przedziale od 552 mm w Radziłowie i Biebrzy do 628 mm w Bakałarzewie. Najniższą roczną sumę opadów w wieloleciu, w wysokości 263 mm, zanotowano na stacji meteorologicznej w Różanymstoku, a najwyższą sumę opadów – 918 mm w Prostkach (IMGW-PIB, 2018) (Tab. 2).

Średnia roczna suma opadów atmosferycznych z wielolecia 1981–2010 dla całego badanego obszaru jest nieco wyższa i wynosi 599 mm/rok, wahając się od 523 mm w Radziłowie do 632 mm w Ełku (IMGW-PIB, 2018) (Tab. 2).

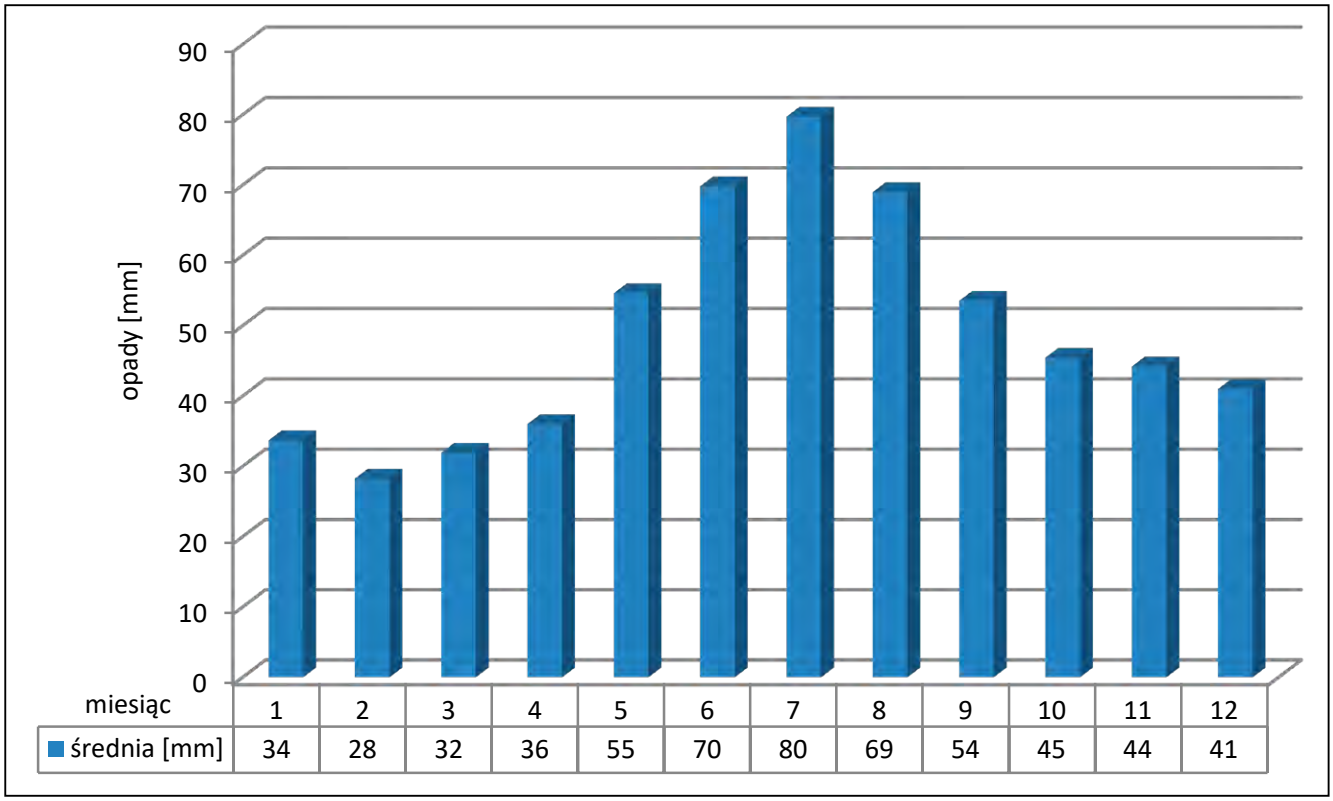
Na całym obszarze zlewni Biebrzy, dla kolejnych miesięcy w wieloleciu 1951–2018, najniższe średnie miesięczne opady zanotowano w lutym (28 mm), a najwyższe w lipcu (80 mm) (Ryc. 12). Taką tendencję zaobserwowano dla wszystkich stacji meteorologicznych zlokalizowanych na tym obszarze.

Dla poszczególnych stacji meteorologicznych obszaru zlewni Biebrzy, w obserwowanym wieloleciu, jest zauważalna duża zmienność wielkości rocznych sum opadów (Ryc. 13–27). Do lat o ponad przeciętnych wielkościach opadów można zaliczyć m.in. lata 1952, 1970, 1974, 2010 i 2017. W całym prezentowanym wieloleciu dominującym okresem maksymalnej wielkości opadów na obszarze zlewni Biebrzy jest 2017 r. Latami o sumie rocznych opadów znacznie poniżej średniej z wielolecia są m.in. lata 1953, 1971, 1991, 2014 i 2018.

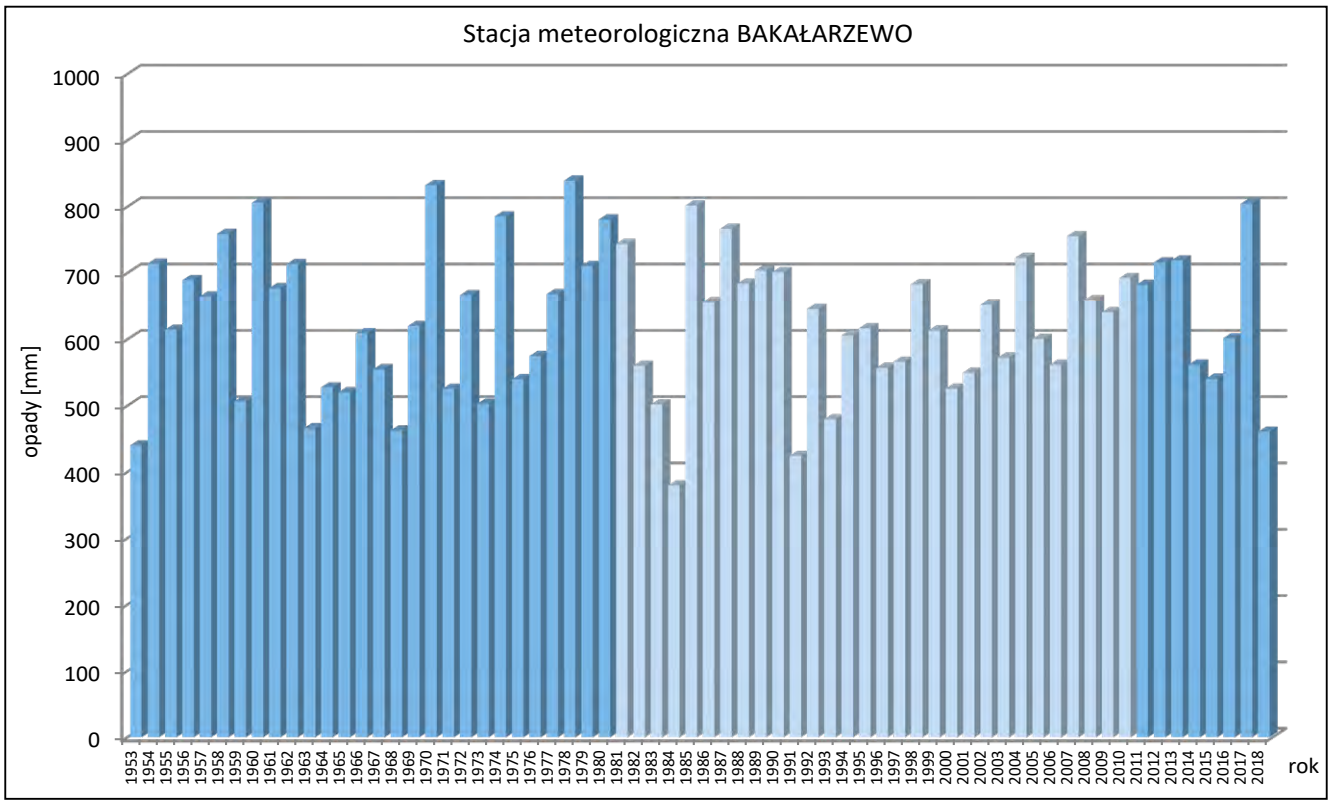
Tabela 2

Średnia roczna suma opadów z wielolecia 1951–2018 dla stacji meteorologicznych zlokalizowanych w granicach zlewni Biebrzy (IMGW-PIB, 2018)

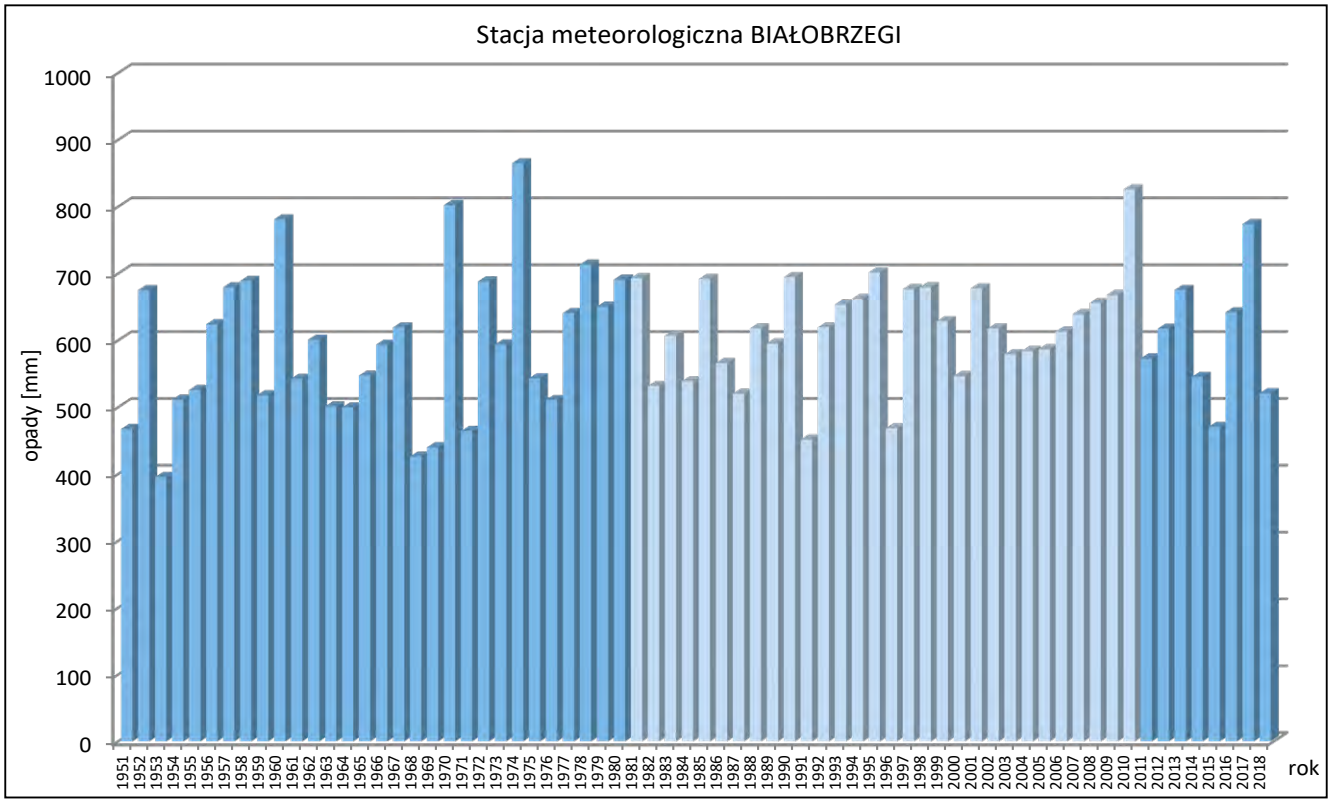
Nazwa stacji	Wielolecie	Roczna suma opadów w wieloleciu (z kol. 2) [mm]			Średnia roczna suma opadów w wieloleciu 1981–2010 [mm]
		średnia	minimum	maksimum	
1	2	3	4	5	6
Bakałarzewo	1953–2018	628	380	839	621
Białobrzegi	1951–2018	606	395	865	620
Biebrza-Pieńczykówek	1956–2018	555	384	821	539
Burzyn	1951–2018	582	336	894	589
Dębowo	1951–2018	571	322	796	613
Ełk	1951–2018	616	339	883	632
Giże	1955–2014	602	381	829	589
Janów	1956–2018	584	415	789	577
Kamionka	1951–2018	585	357	763	574
Olecko	1961–2018	613	422	832	617
Osowiec	1981–2018	552	393	878	545
Prostki	1955–2014	592	372	918	602
Raczki	1952–2018	599	289	892	614
Radziłów	1964–2018	552	372	811	523
Różanystok	1961–2018	563	263	790	577



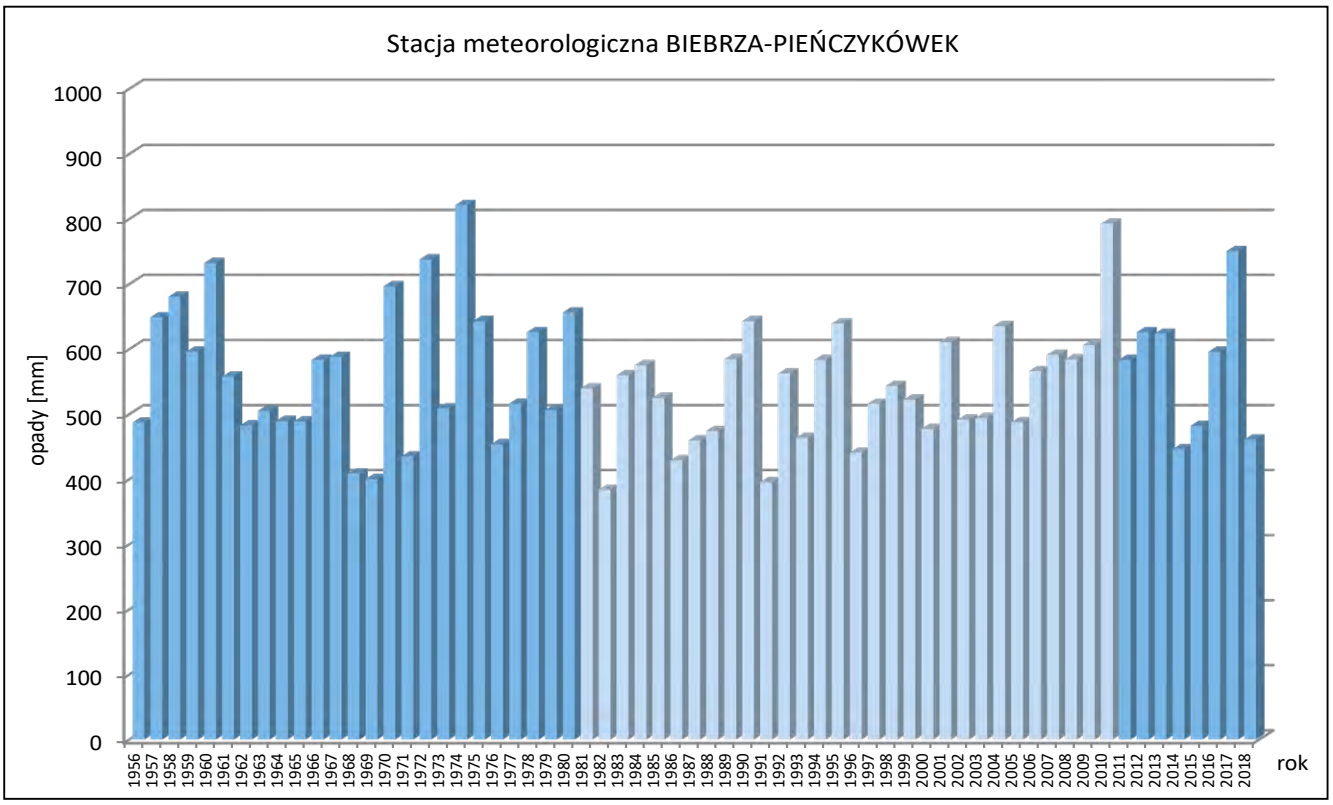
Ryc. 12. Średnia miesięczna wysokość opadów na obszarze zlewni Biebrzy w wieloleciu 1951–2018



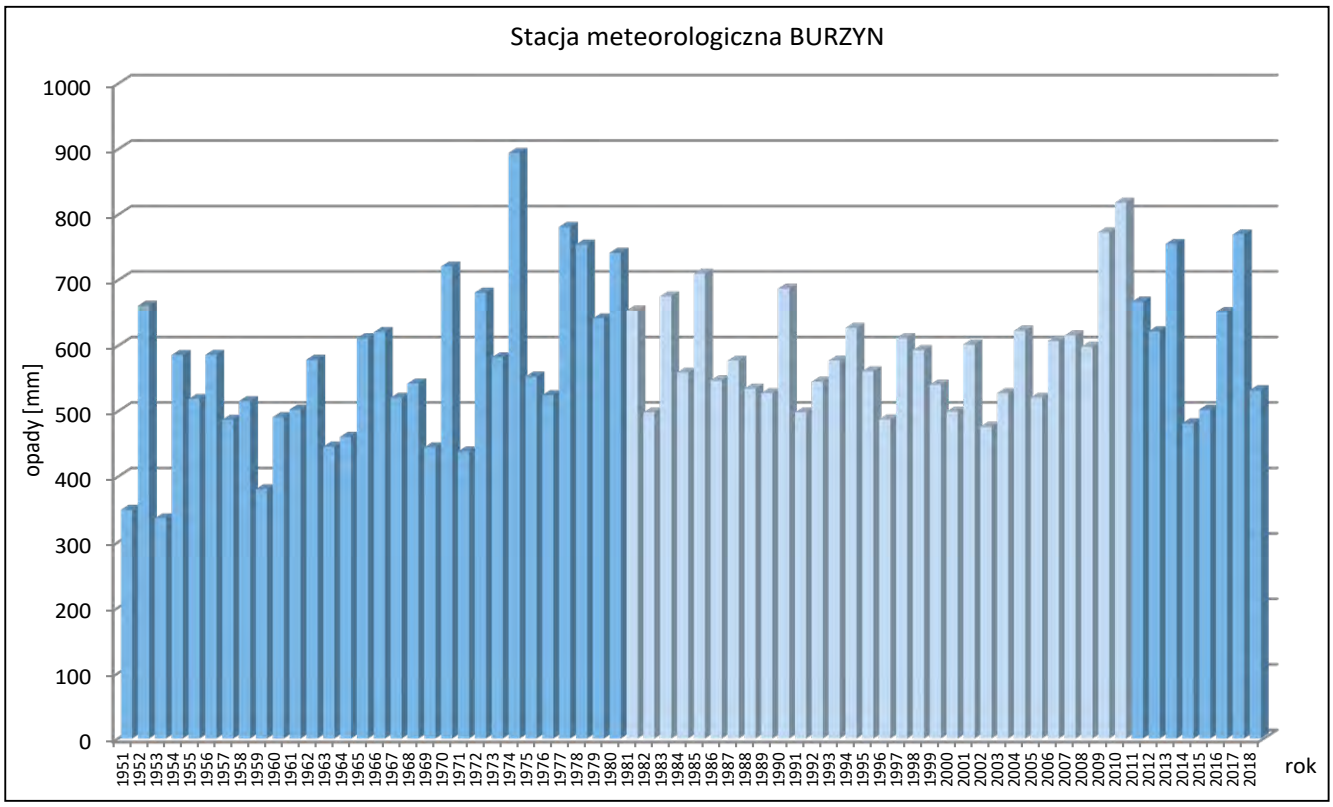
Ryc. 13. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1953–2018 (stacja meteorologiczna Bakałarzewo)



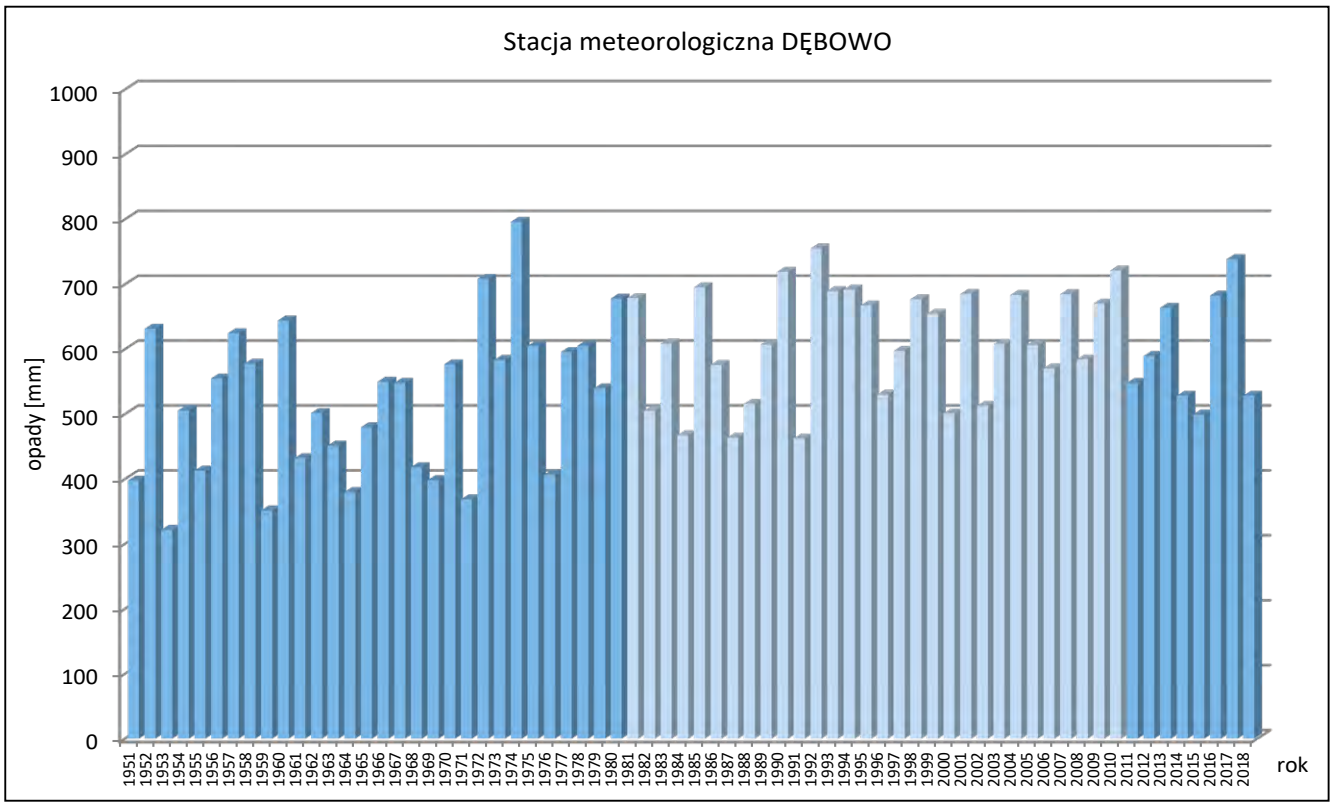
Ryc. 14. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1951–2018 (stacja meteorologiczna Białobrzegi)



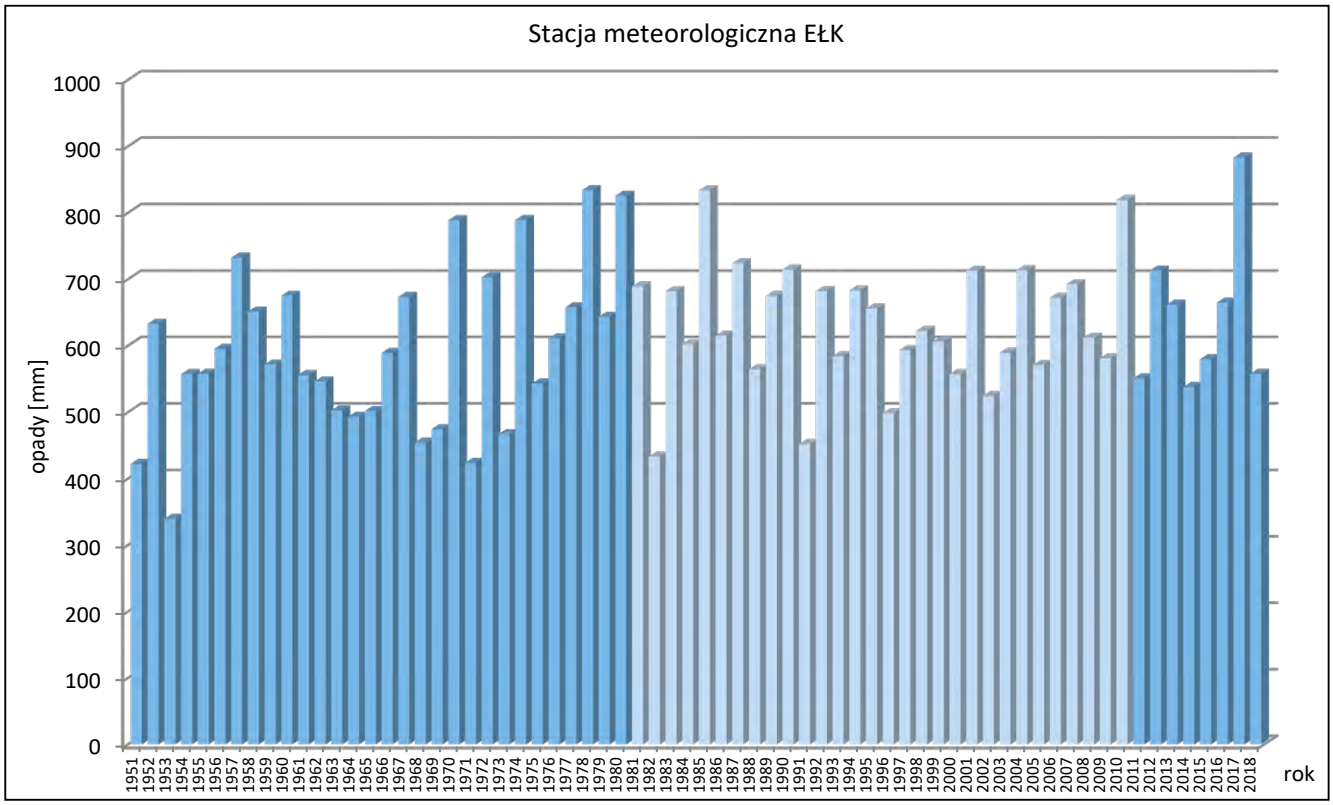
Ryc. 15. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1956–2018 (stacja meteorologiczna Biebrza-Pieńczykówek)



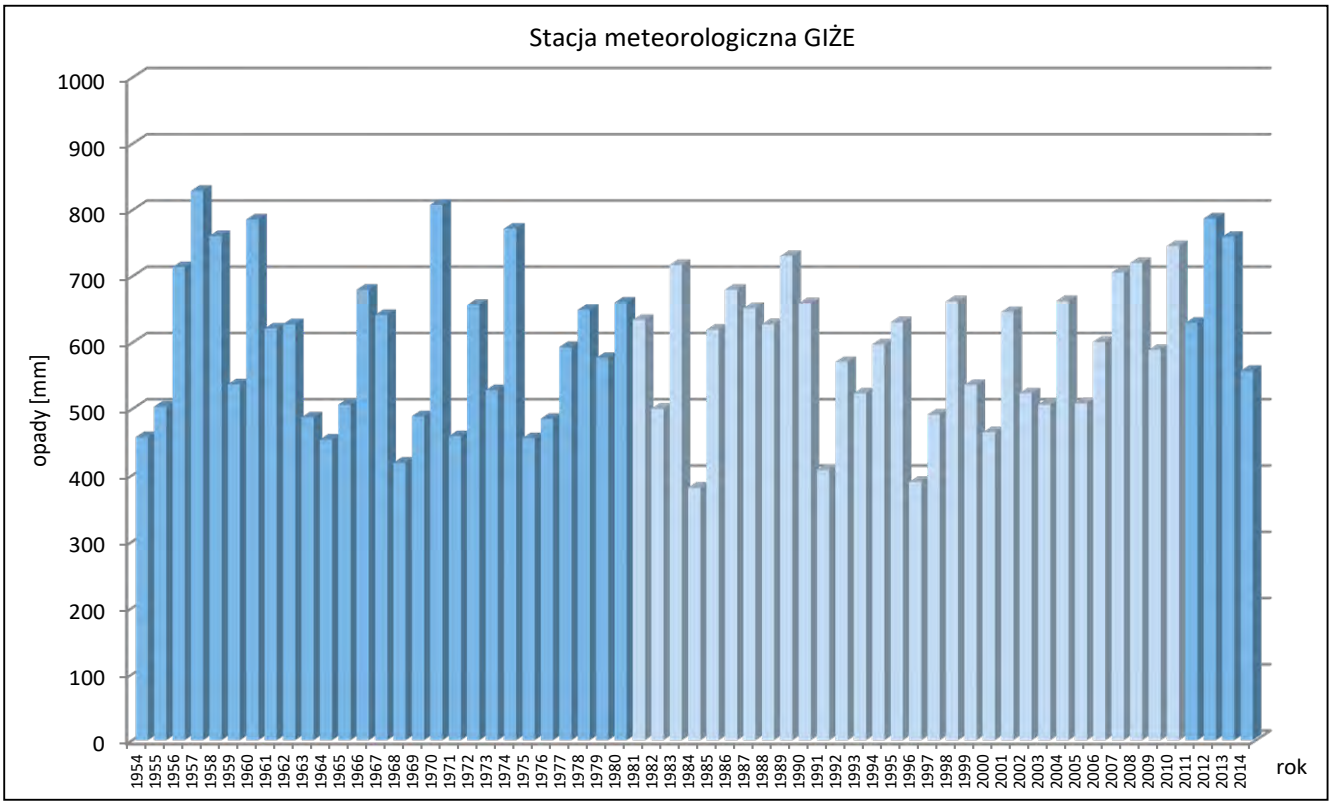
Ryc. 16. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1951–2018 (stacja meteorologiczna Burzyn)



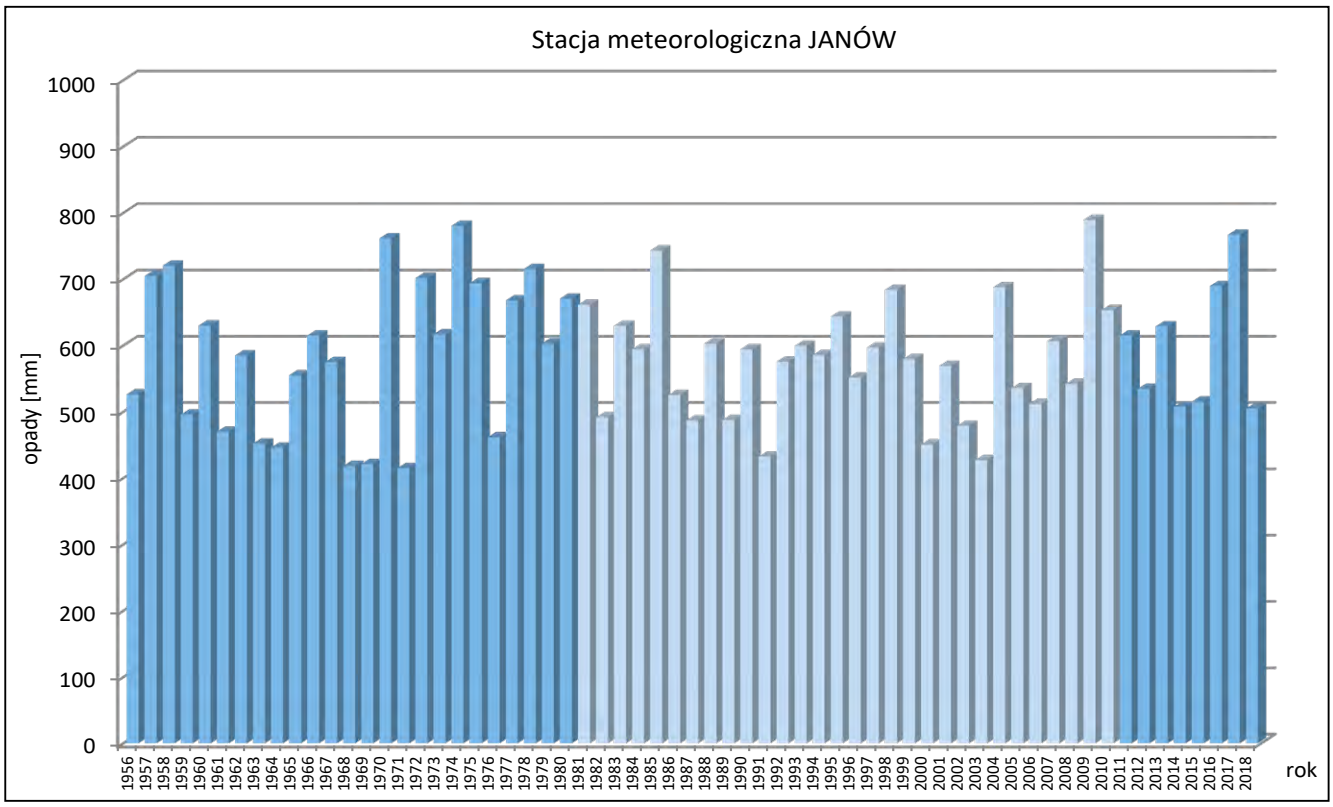
Ryc. 17. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1951–2018 (stacja meteorologiczna Dębowo)



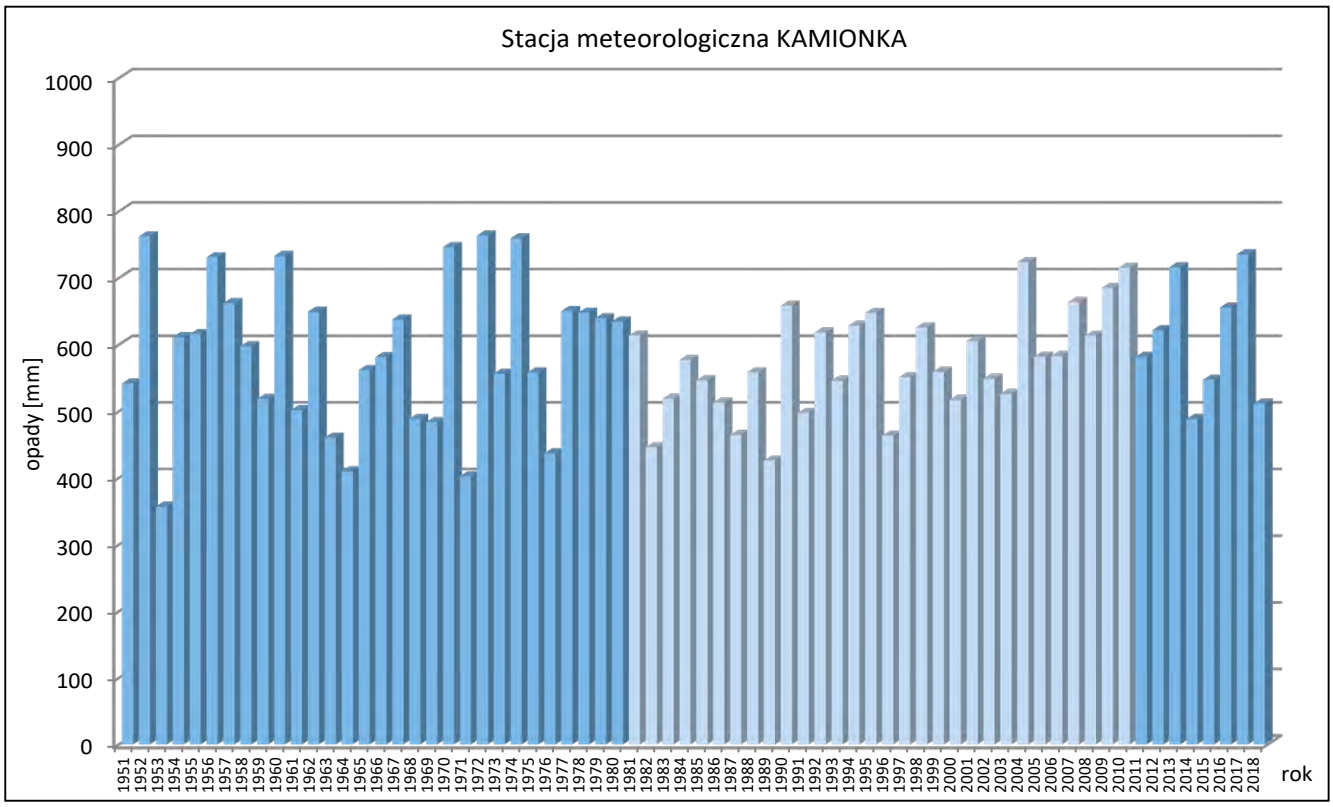
Ryc. 18. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1951–2018 (stacja meteorologiczna Ełk)



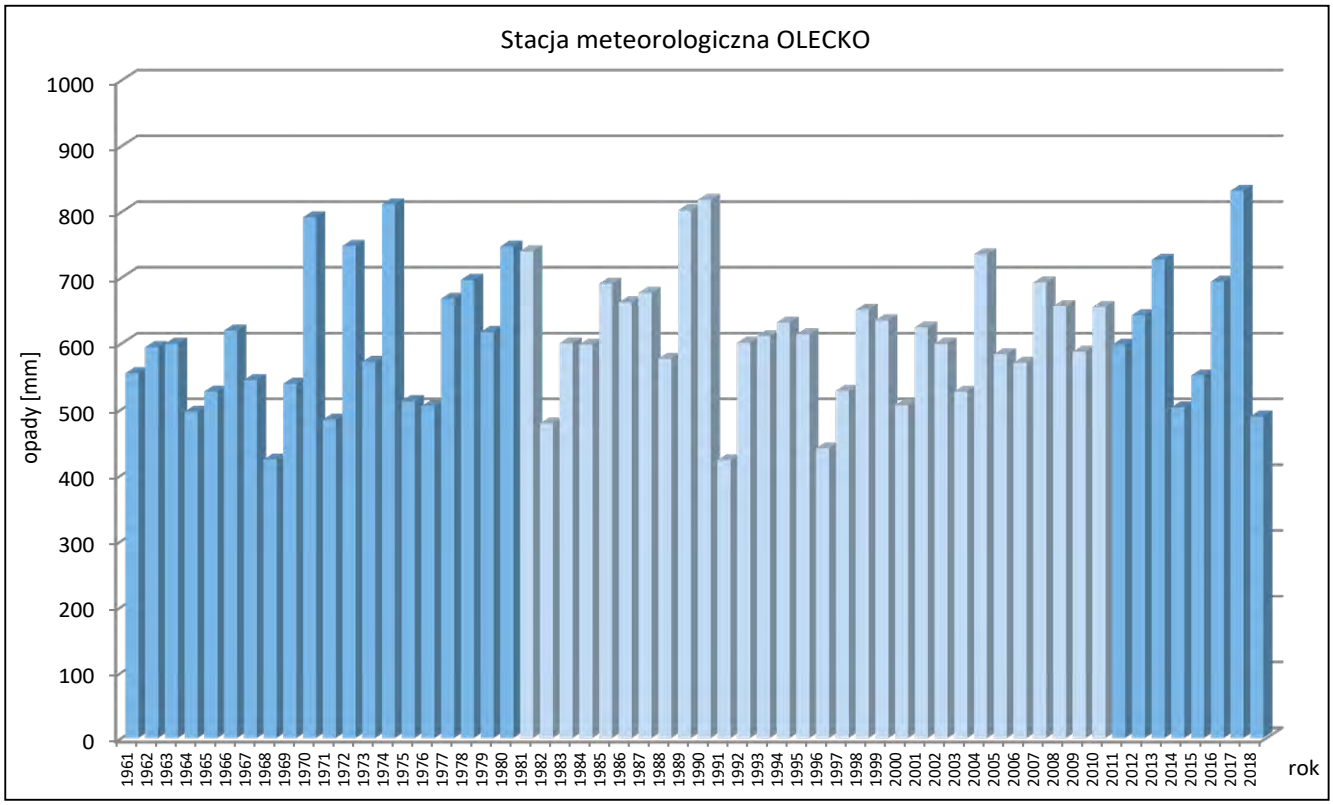
Ryc. 19. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1954–2014 (stacja meteorologiczna Giże)



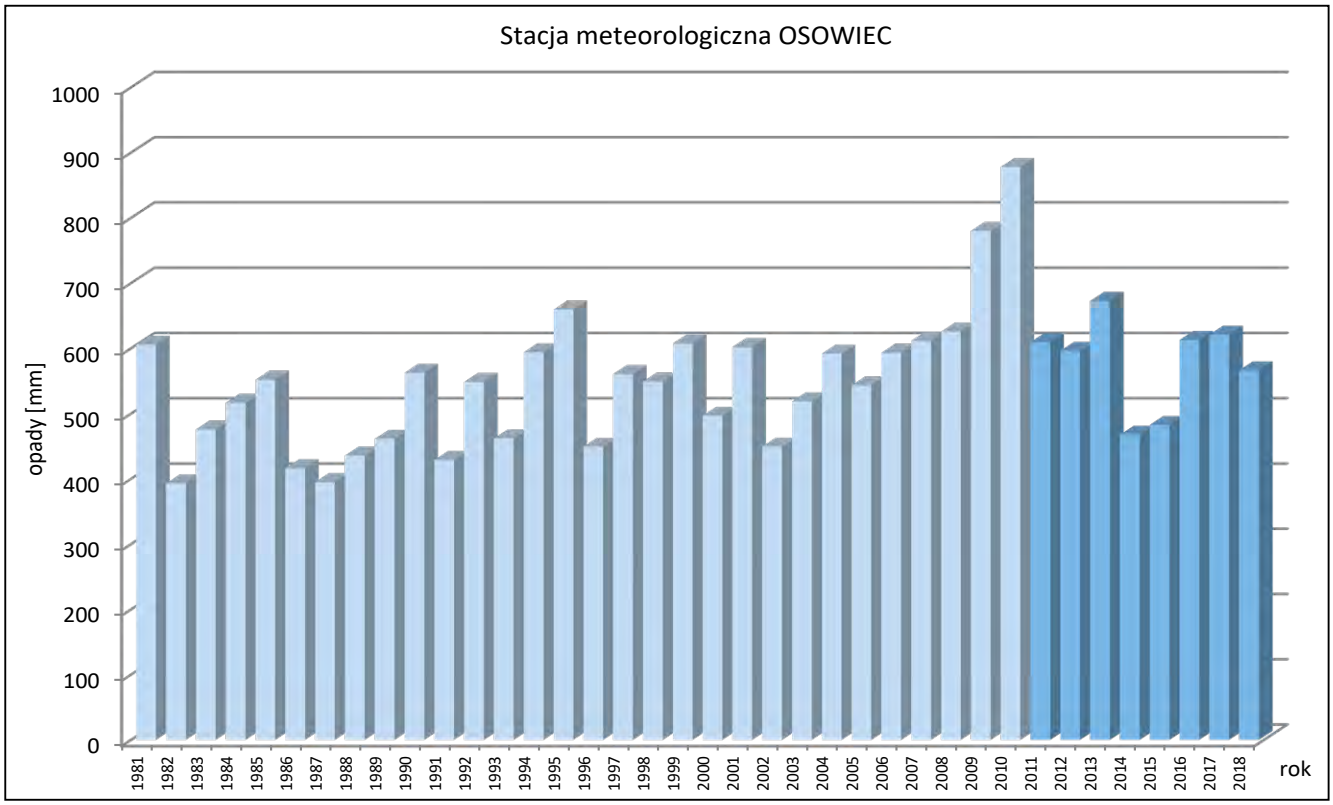
Ryc. 20. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1956–2018 (stacja meteorologiczna Janów)



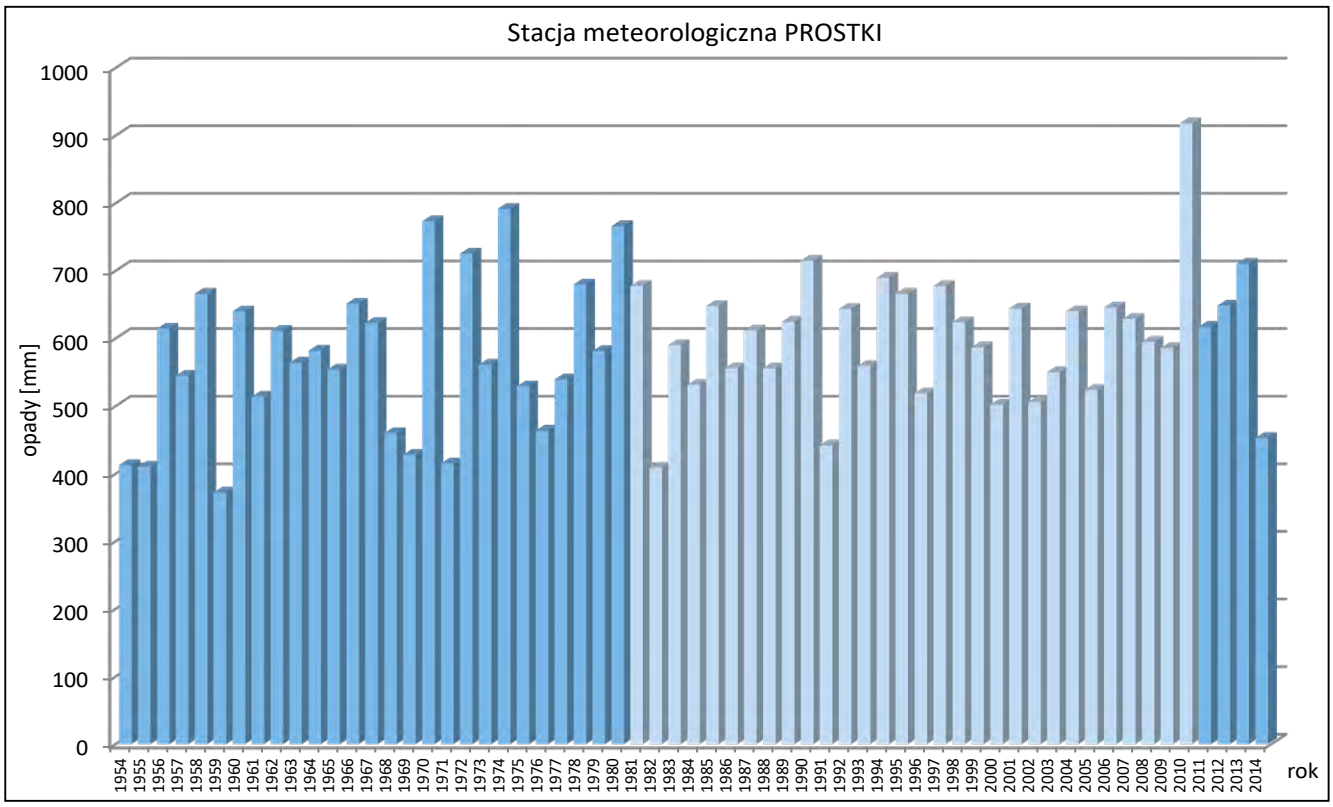
Ryc. 21. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1951–2018 (stacja meteorologiczna Kamionka)



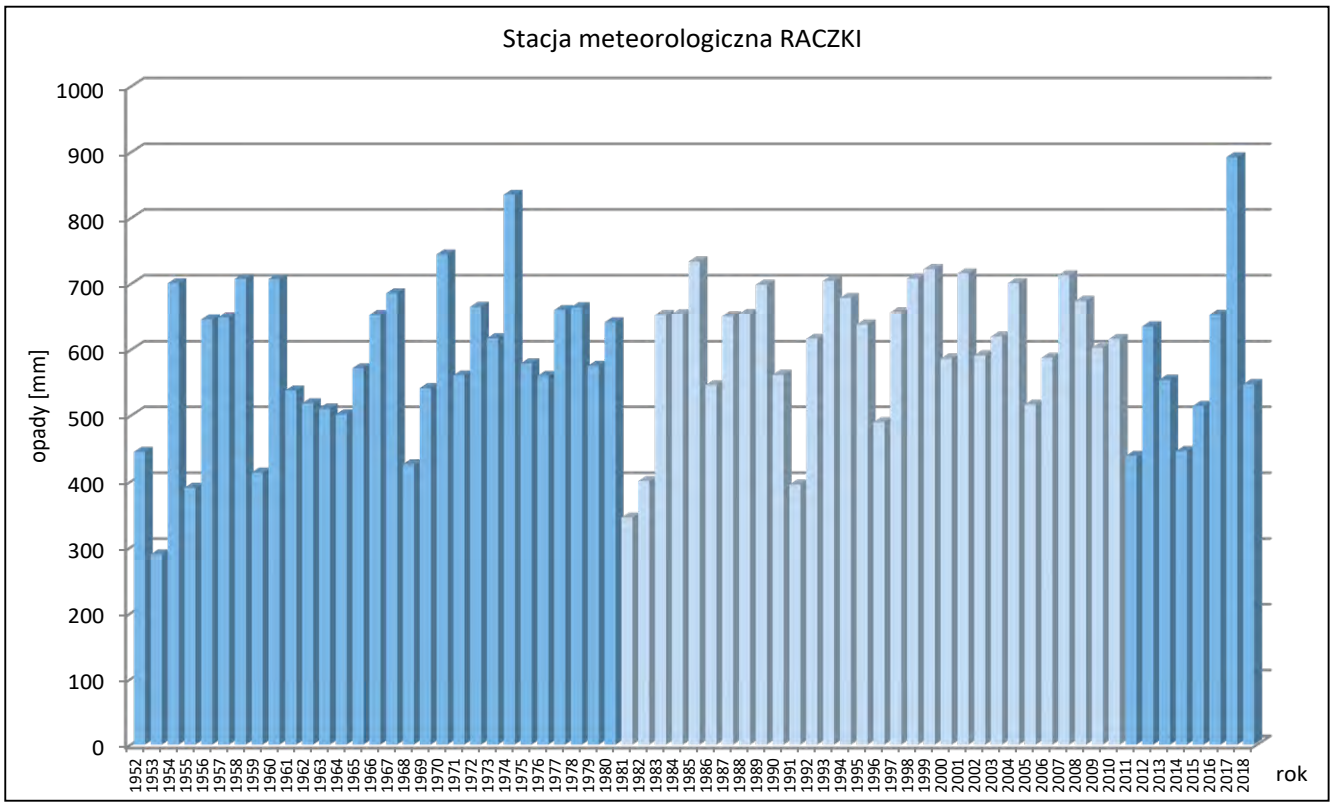
Ryc. 22. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1961–2018 (stacja meteorologiczna Olecko)



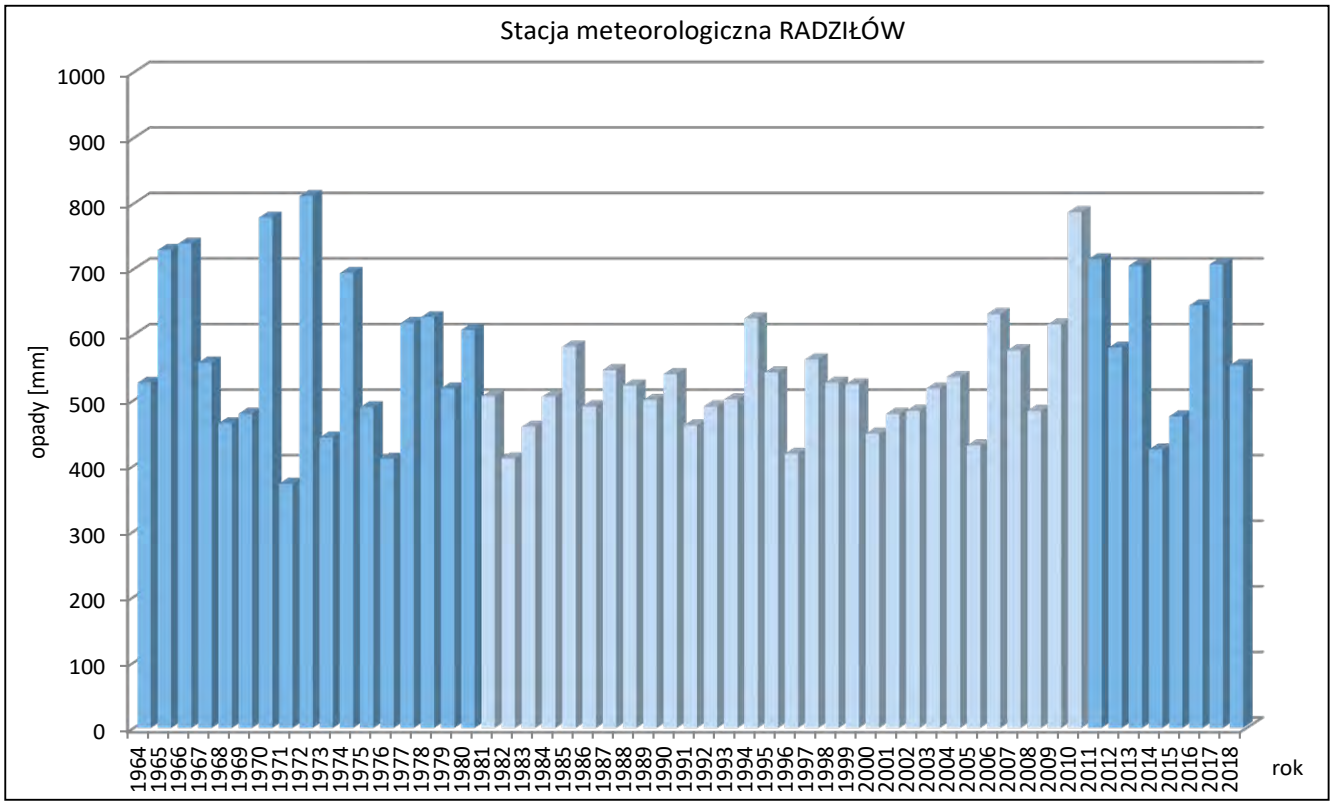
Ryc. 23. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1981–2018 (stacja meteorologiczna Osowiec)



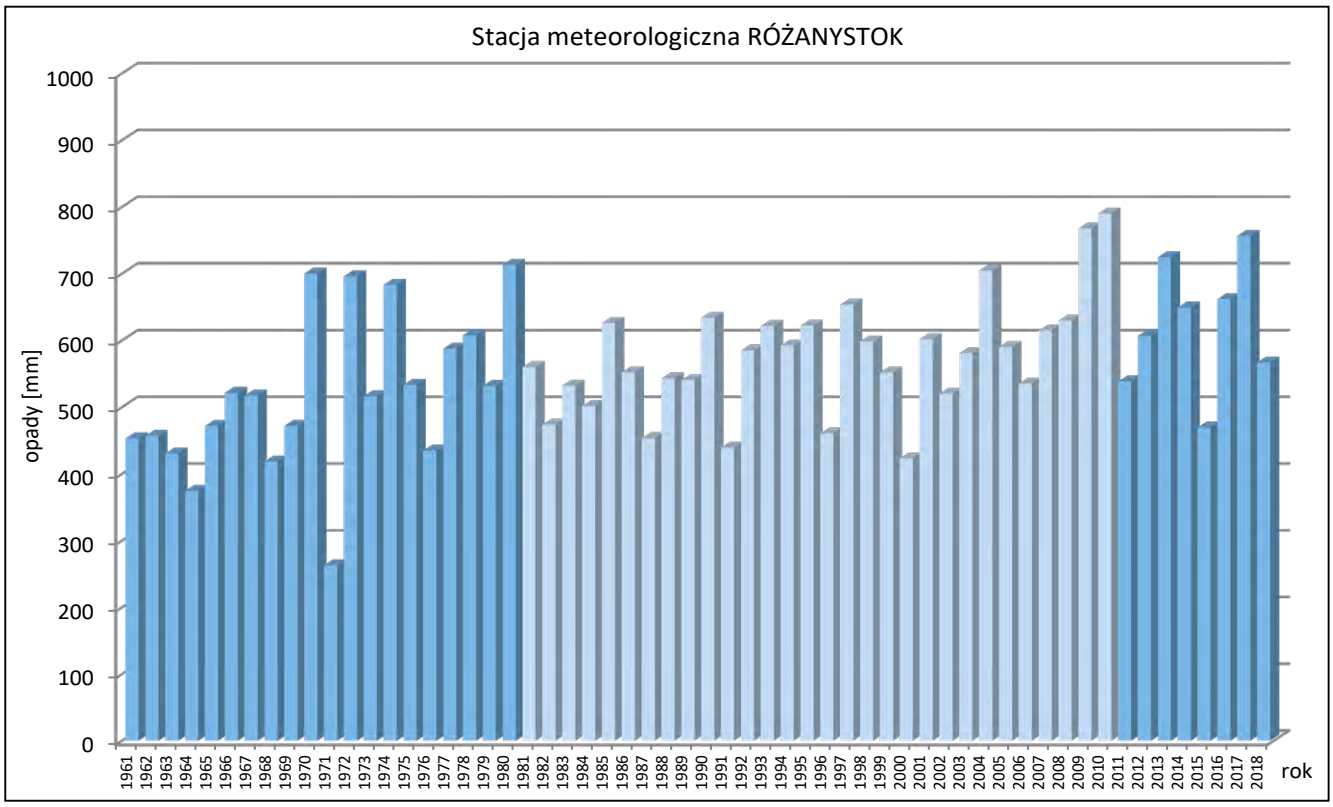
Ryc. 24. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1954–2014 (stacja meteorologiczna Prostki)



Ryc. 25. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981 – 2010 na tle opadów w latach 1952–2018 (stacja meteorologiczna Raczki)



Ryc. 26. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1964–2018 (stacja meteorologiczna Radziłów)



Ryc. 27. Rozkład wysokości rocznych opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010 na tle opadów w latach 1961–2018 (stacja meteorologiczna Różanystok)

Na rycinach 13–27 przedstawiono wielkość opadów atmosferycznych w wieloleciu 1981–2010, przyjętym jako referencyjne przy ustalaniu zasobów odnawialnych (Herbich i in., 2013), na tle opadów w całym dostępnym okresie obserwacji dla poszczególnych stacji meteorologicznych.

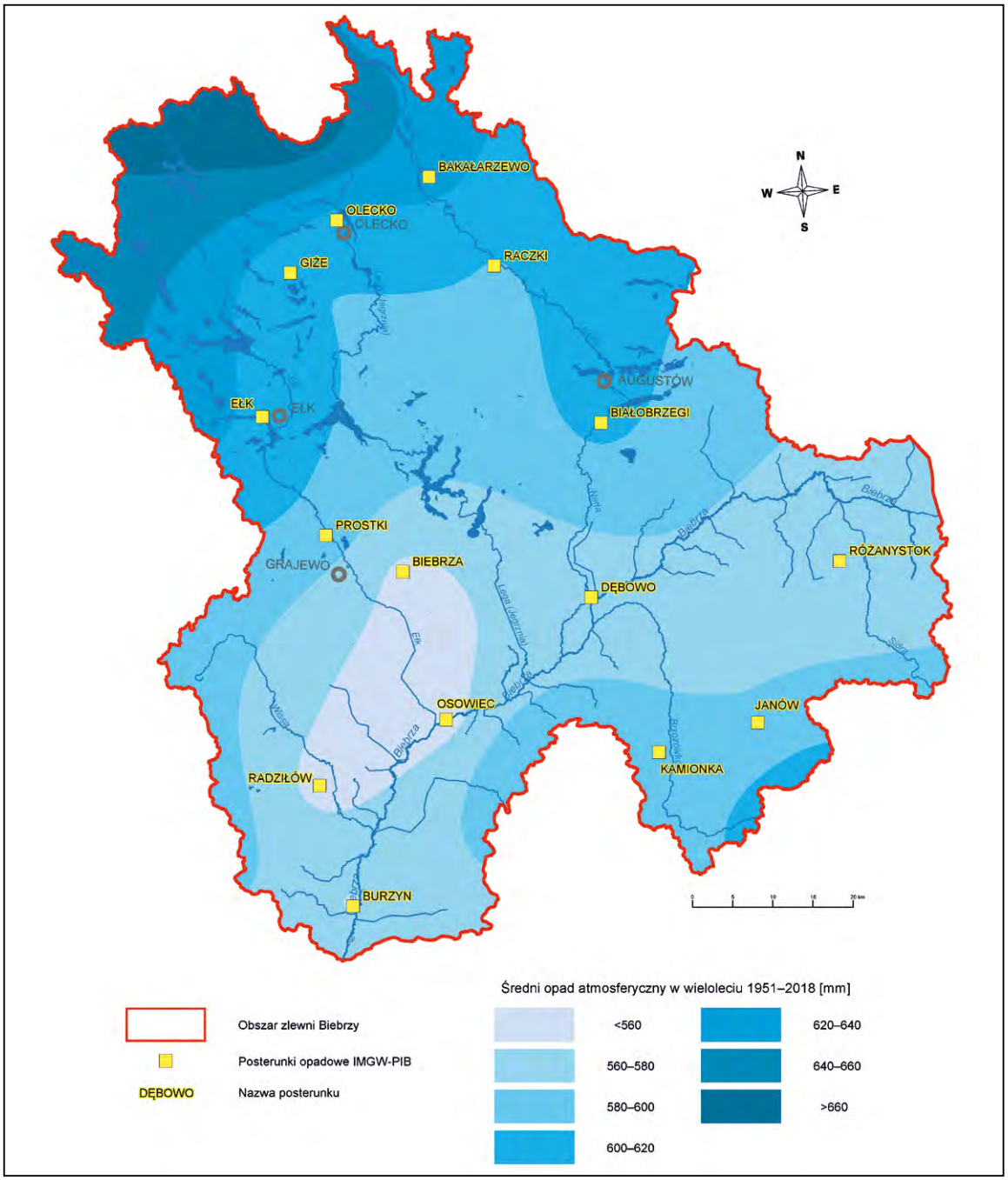
Korzystając z dostępnych danych dla wielolecia 1951–2018, pochodzących z bazy danych IMGW-PIB (2018), opracowano przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych na obszarze zlewni Biebrzy. Roczna suma opadów powyżej 650 mm występuje rzadko, w odizolowanych mikroregionach na północy regionu. Ogólnie najwyższa średnia roczna suma opadów, przekraczająca izohietę 660 mm występuje w północnej części obszaru badań. Jest to związane z wyniesieniem morfologicznym obszaru oraz wpływem klimatu oceanicznego (wiatru północno-zachodniego). Najniższa średnia z wielolecia suma opadów (poniżej 560 mm) występuje w dolinie Biebrzy, w rejonie Osowca, Biebrzy i Radziłowa (Ryc. 28).

POKRYWA ŚNIEŻNA

Pokrywa śnieżna zalega średnio od 70 do 80 dni w roku. Jej średnia grubość wynosi od 10 cm na południu obszaru do ok. 13 cm na północy. Maksymalna grubość pokrywy śnieżnej w stacji meteorologicznej w Suwałkach w 1979 r. wyniosła 84 cm (Lorenc, 2005).

PAROWANIE

Średnie roczne parowanie terenowe osiąga wartość między 440 a 480 mm (Stachy, 1987). Północno-wschodnia część zlewni charakteryzuje się niższym parowaniem terenowym (440–460 mm). W półroczu letnim parowanie jest znacznie wyższe niż w zimowym i wynosi ok. 360–380 mm. Najwyższe parowanie terenowe przypada na czerwiec i lipiec, w których wynosi ok. 85–90 mm. W sierpniu jest na poziomie ok. 75 mm, a w maju – ok. 70 mm. W półroczu zimowym parowanie terenowe nie przekracza 90–100 mm (Stachy, 1987).



Ryc. 28. Rozkład przestrzenny wielkości średnich opadów atmosferycznych w wieloleciu 1951–2018

WODY POWIERZCHNIOWE

SIEĆ HYDROGRAFICZNA

Rzeka Biebrza o długości ok. 165 km jest prawobrzeżnym dopływem Narwi (IMGW, 2007). Źródła rzeki znajdują się na Wzgórzach Sokólskich, na południe od miejscowości Nowy Dwór (Fot. 6). Powierzchnia zlewni wynosi, 7062,12 km^2. W górnym biegu Biebrza płynie w kierunku północnym i północno-zachodnim, następnie w środkowym biegu – w kierunku zachodnim, po czym ponownie zmienia kierunek na południowo-zachodni, dalej na południowy i uchodzi do Narwi. Biebrza ma charakter typowo nizinnej rzeki, z małymi spadkami (średni spadek od źródeł do ujścia wynosi 0,36%). Ponadto jest silnie meandrująca z licznymi zakolami i starorzeczami (Fot. 7, 8). Szerokość koryta wynosi od kilku metrów w górnej części do kilkunastu w dolnym biegu. Rzeka jest zasilana zarówno powierzchniowo, jak i podziemnie (wodami naporowymi z dna doliny oraz wodami wypływającymi z przeciętych warstw wodonośnych ota-

Fot. 6. Źródła rzeki Biebrzy (gm. Nowy Dwór) (fot. D. Węglarz)

Fot. 7. Rzeka Biebrza (Ostrowie Biebrzańskie, gm. Sztabin) (fot. S. Filar)

Fot. 8. Rzeka Biebrza (Brzostowo, gm. Jedwabne) (fot. S. Filar)

czających wysoczyzn morenowych). Kotlina Biebrzańska jest największym w Polsce kompleksem torfowisk niskich z fragmentami torfowisk wysokich i przejściowych (Fot. 9). Mają one bardzo naturalny charakter, ponieważ tylko w niewielkim stopniu zostały zmienione przez działalność człowieka. Zlewnia rzeki Biebrzy jest objęta ochroną, znajduje się tutaj Biebrzański Park Narodowy oraz obszar Natura 2000. Dodatkowo, rzeka Biebrza stanowi bardzo atrakcyjny szlak turystyki wodnej.

Sieć hydrograficzna na obszarze zlewni Biebrzy jest bardzo dobrze rozwinięta. Składa się z rzek głównych, przede wszystkim cieków naturalnych wraz z licznymi dopływami oraz niewielkich bezimiennych cieków, często prowadzących wody okresowo. Sieć tę uzupełniają sztuczne rowy i kanały. Największym, i zarazem najbardziej znanym, jest Kanał Augustowski (Fot. 10), który łączy zlewnie Biebrzy i Czarnej Hańczy. Większość rzek ma cechy typowe dla zlewni nizinnych. Dominują meandrujące koryta rzek, tworzące rozległe doliny, często o charakterze podmokłym i bagienno-torfowym. Na północy obszaru licznie występują jeziora.

Według podziału hydrograficznego obszar zlewni Biebrzy w całości znajduje się w dorzeczu Wisły. Głównymi dopływami Biebrzy są następujące rzeki: Brzozówka, Ełk, Lega – Jegrznia, Rospuda – Netta wraz z Kanałem Augustowskim, Wissa, Czarna Struga, Lebiedzianka z Jastrzębianką i Sidra (IMGW, 2007).

Brzozówka (Fot. 11) jest lewostronnym dopływem Biebrzy o długości 55,8 km i powierzchni 696,8 km^2. Jej źródła znajdują się w Puszczy Knyszyńskiej, w rejonie wsi Niemczyn. Początkowo rzeka płynie w kierunku zachodnim, za miejscowością Krasne Folwarczne skręca na północ i płynie przez rozległe łąki oraz mokradła do m. Karpowicze. Poniżej Karpowicz rzeka skręca w kierunku zachodnim i wpływa do zabagnionej doliny Biebrzy, gdzie dzieli się na dwa ramiona (lewe ramię uznano za główne koryto rzeki). Do Biebrzy rzeka uchodzi na 81. km, między miejscowościami Dębowo i Dolistowo Stare. Główne dopływy Brzozówki to: Kumiałka, Biebła i Olszanka (IMGW, 2007).

Rzeka **Ełk** jest prawostronnym dopływem Biebrzy. Ma długość 113,6 km i powierzchnię zlewni 1556,79 km^2. Jest to rzeka nizinna z licznymi meandrami. Jej źródło znajduje się na Szeskiej Górze koło Gołdapi. Początkowy odcinek rzeki, od ujścia do jeziora Łaśmiady nosi nazwę Czarna Struga i Łaźna Struga. Po przepłynięciu jeziora Ełckiego w kierunku południowym, rzeka zmiania nazwę na Ełk. Uchodzi do Biebrzy w okolicy miejscowości Osowiec, położonej na obszarze Bagien Biebrzańskich. W środkowym biegu koryto rzeki uregulowano (IMGW, 2007; Chocian i in., 2012). Wody dolnego biegu rzeki nie przepływają pierwotnym korytem, skierowano je do Biebrzy Kanałem Rudzkim wybudowanym na przełomie XIX i XX wieku. Dawne koryto wykorzystuje obecnie Lega (Jegrznia) przed ujściem do Biebrzy.

Do głównych lewobrzeżnych dopływów Ełku należą: Mazurka, Połomska Młynówka, Karmelówka, Kanał Kuwasy, a prawobrzeżnych: Gawlik, Różanica i Binduga.

Fot. 9. Bagna Biebrzańskie (okolice Dolistowa Starego, gm. Jaświły) (fot. K. Jóźwiak)

Fot. 10. Śluzy na Kanale Augustowskim w Przewięzi (gm. Płaska) i Sosnowie (gm. Sztabin) (fot. D. Węglarz)

Fot. 11. Rzeka Brzozówka (Karpowicze, gm. Suchowola) (fot. D. Węglarz)

Fot. 12. Rzeka Rospuda (granica gmin Augustów i Nowinka) (fot. D. Węglarz)

Rospuda – Netta (Fot. 12) jest prawostronnym dopływem Biebrzy. Ma długość 102 km i powierzchnię zlewni ok. 1301,58 km². Źródła rzeki znajdują się w pobliżu jez. Rospuda Filipowska. W górnym biegu rzeka płynie jako Rospuda. W środkowym biegu uchodzi do jez. Rospuda Augustowska połączonego z jez. Necko, skąd wypływa jako rzeka Netta wspólnym szlakiem z Kanałem Augustowskim. Później jako Kanał Bystry uchodzi do jez. Sajno, skąd wypływa w kierunku południowo-zachodnim, a następnie południowym zasilając w wodę Kanał Augustowski. W okolicy m. Sosnowo (Fot. 13) Netta łączy się z Kanałem Augustowskim i dalej płynie uregulowanym korytem do ujścia do Biebrzy w Dębowie (IMGW, 2007).

Lega – Jegrznia (Fot. 14) jest prawobrzeżnym dopływem Biebrzy, Ma długość 110,6 km i powierzchnię zlewni ok. 1062,35 km². Jej źródła znajdują się pośród wzgórz niedaleko miejscowości Kowale Oleckie na wysokości 225 m n.p.m. Podobnie jak Rospuda, rzeka Lega także w swym biegu kilkakrotnie zmienia nazwę. Od źródeł do jez. Selmęt nosi nazwę Legi, następnie Małkiń, a poniżej Jez. Rajgrodzkiego – Jegrznia. Ujściowym odcinkiem Jegrzni jest część dawnego koryta rzeki Ełk. Głównymi dopływami Legi – Jegrzni są: Możanka, Czarna, Golubica, Pietraszka i Przepiórka (IMGW, 2007).

Wissa (Fot. 15) jest prawostronnym dopływem Biebrzy. Ma długość 49 km i powierzchnię zlewni 516,03 km^2. Jest to rzeka uregulowana, odwadniająca północno-wschodnią część Wysoczyzny Kolneńskiej. Do Biebrzy uchodzi na 22,5 km jej biegu. Główne dopływy Wissy to rzeki Matlak i Przytulanka (IMGW, 2007; Chocian i in., 2012).

Lebiedzianka jest prawostronnym dopływem Biebrzy, wpływa do niej na wysokosci wsi Krasnybór, przepływając wcześniej przez Puszczę Augustowską. Dopływem Lebiedzianki jest Jastrzębianka.

Czarna Struga (Struga) jest lewobrzeżnym dopływme Biebrzy o długości 8,4 km. Wpływa do Biebrzy na 57,1 km jej biegu w okolicy Goniadza.

Sidra (Fot. 16) jest lewobrzeżnym dopływem Biebrzy o długości 35 km. Swój początek bierze w okolicach wsi Starowiany. Do Biebrzy uchodzi na 141 km jej biegu.

Zasadniczym elementem hydrologicznym centralnej i północnej części opisywanego obszaru są jeziora (Fot. 17, 18). Ich łączna liczba na obszarze zlewni Biebrzy wynosi ponad 200, w tym 40 o powierzchni większej niż 100 ha (Tab. 7) (IMGW, 2007). Największe jezioro to Jez. Rajgrodzkie, a właściwie Kompleks Jezior Rajgrodzkich, czyli jeziora: Rajgrodzkie, Stackie, Przepiórka i Czarnowiejskie. Jest to jezioro pochodzenia rynnowego składające się z czterech połączonych ze sobą wąskich rynien: północno-zachodniej (Jez. Stackie) o długości 4,4 km i szerokości do 0,8 km, północno-wschodniej (jez. Przepiórka) o długości 3,6 km i szerokości ok. 0,6 km, południowej (Jez. Czarnowiejskie) o długości 5 km i szerokości od 0,3 do 1,2 km oraz rynny wschodniej o długości 3 km i szerokości ok. 0,6 km. Samo

Fot. 13. Rzeka Netta (Sosnowo, gm. Sztabin) (fot. S. Filar)

Fot. 14. Rzeka Lega (Jegrznia) – most kolejki w Sypitkach (gm. Kalinowo) (fot. D. Węglarz)

Fot. 15. Rzeka Wissa (Wąsosz, gm. Wąsosz) (fot. S. Filar)

Fot. 16. Rzeka Sidra (Jaczno, gm. Dąbrowa Białostocka) (fot. D. Węglarz)

Fot. 17. Jezioro Sajno (fot. S. Filar)

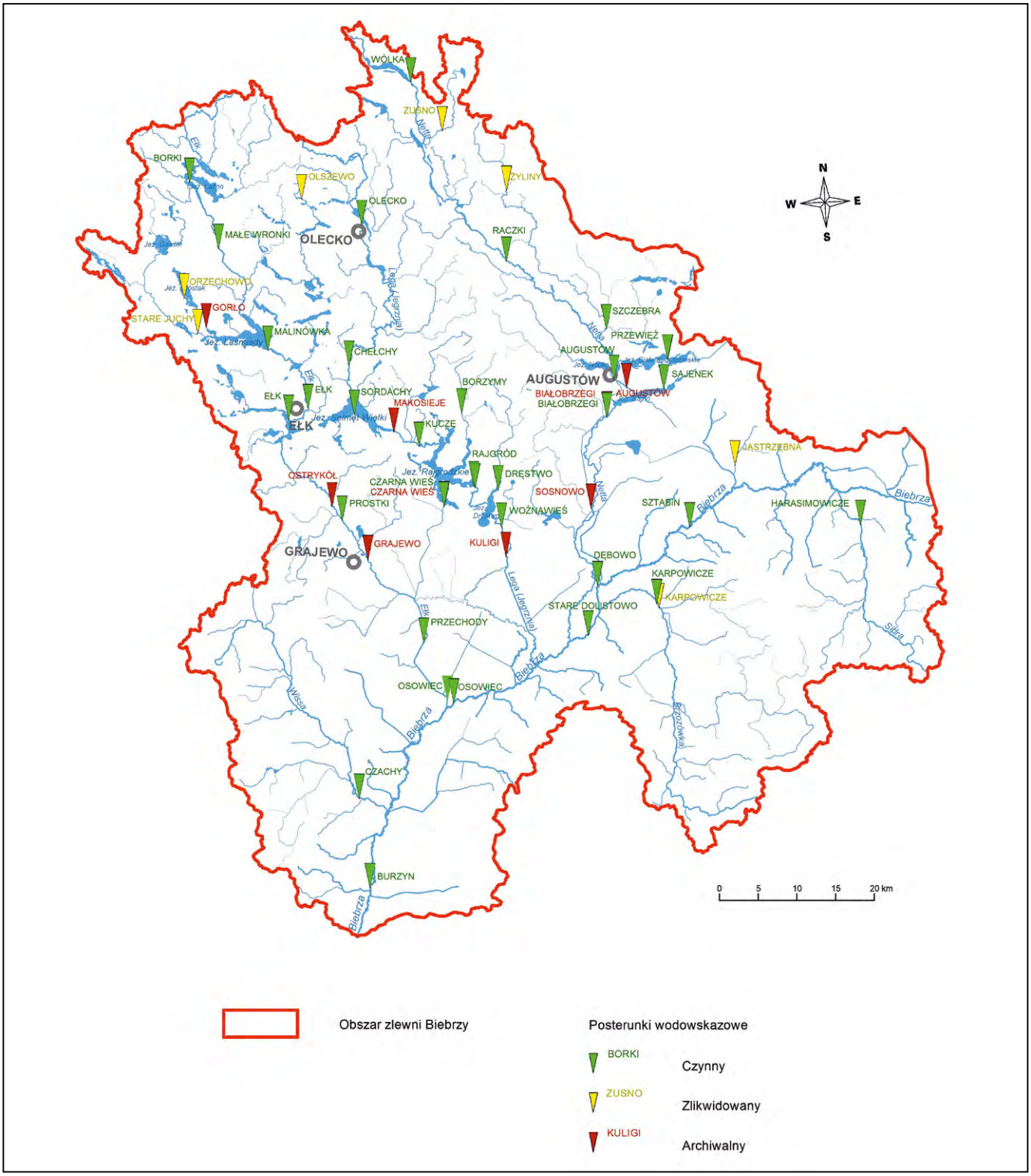
Fot. 18. Jeziora: Olecko Małe i Golubskie (fot. D. Węglarz)

Jez. Rajgrodzkie ma długość blisko 2,5 km i szerokość ok. 1,5 km (IMGW, 2007).

WARUNKI HYDROLOGICZNE

Przepływy rzeki Biebrzy i jej dopływów są mierzone na posterunkach Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW-PIB, 2018) (Ryc. 29, Fot. 19). W bazie danych hydrologicznych zgromadzono dane dotyczące 49 punktów obserwacyjnych, 35 z nich jest zlokalizowanych na rzekach, a 14 – na jeziorach (IMGW-PIB, 2018). Nadal 22 punkty są czynne, pozostałe zlikwidowano (Ryc. 29, Tab. 3, 4).

Szczegółowe informacje o wodowskazach wraz z obliczonymi dla nich wielkościami przepływów charakterystycznych zamieszczono w tabeli 5. Średni roczny przepływ (SSQ) Biebrzy (wodowskaz Burzyn nieopodal ujścia do



Ryc. 29. Lokalizacja punktów monitoringu wód powierzchniowych w sieci monitoringu (IMGW-PIB, 2018)

Tabela 3

Charakterystyka cieków powierzchniowych występujących w zlewni Biebrzy (IMGW-PIB, 2018)

Rzeka	Nazwa posterunku	Lokalizacja posterunku (układ 1992)		Powierzchnia zlewni po przekrój wodowskazowy [km^2]	Okres prowadzenia obserwacji*	Stan stacji	Przepływy charakterystyczne 1981–2010* [m^3/s]				
		X	Y				NNQ	SNQ	SSQ	SWQ	WWQ
Biebrza	Burzyn	730554,8	606583,9	6928,87	od 1946	Czynna	4,370	12,438	36,717	109,893	271,000
	Dębowo	759900,2	645495,6	2322,99	od 1946	Czynna	1,470	3,921	12,440	42,510	114,000
	Osowiec	741342,8	630385,2	4369,16	od 1946	Czynna	3,250	7,348	23,401	64,850	137,000
	Stare Dolistowo	758698,2	639135,9	3065,02	od 1982	Czynna	2,510	5,066	15,334	45,762	93,400
	Sztabin	771802,1	653095,4	853,14	od 1946	Czynna	0,320	1,279	4,650	24,607	157,000
Brzozówka	Karpowicze	767522,4	643198,5	653,71	od 1946	Czynna przeniesiona	0,080	0,658	3,110	27,316	82,700
Dopływ z jez. Szóstak	Gorło	709404,1	678746,3	28,50	1974–1982	Archiwalna	0,050	0,100	0,333	0,655	0,690
Ełk	Ełk	722555,7	668339,1	829,07	od 1971	Czynna	0,720	1,693	6,103	15,645	29,700
	Grajewo	730272,2	648862,5	1193,00	1921–1960	Archiwalna	bd	bd	bd	bd	bd
	Małe Wronki	711001,5	688945,8	259,69	od 1957	Czynna	0,360	0,658	2,151	5,462	11,000
	Osowiec	740524,8	630752,7	1548,77	1953–1992 od 2005	Czynna wznowiona	bd	bd	bd	bd	bd
	Ostrykół	725646,1	655680,6	1061,00	1953–1970	Archiwalna	bd	bd	bd	bd	bd
	Prostki	726941,8	653922,3	1165,65	od 1970	Czynna	1,260	2,914	8,341	20,058	44,900
	Przechody	737486,1	638207,0	1469,76	od 1958	Czynna	1,770	3,680	10,520	25,960	52,900
Gawlik	Stare Juchy	708310,6	677997,9	161,29	1972–1992	Zlikwidowana	0,250	0,455	1,229	2,875	3,730

Tabela 3 cd.

Rzeka	Nazwa posterunku	Lokalizacja posterunku (układ 1992)		Powierzchnia zlewni po przekrój wodowskazowy [km^2]	Okres prowadzenia obserwacji*	Stan stacji	Przepływy charakterystyczne 1981–2010* [m^3/s]				
		X	Y				NNQ	SNQ	SSQ	SWQ	WWQ
Jastrzębianka	Jastrzębna	777605,3	661067,4	75,58	1975–2011	Zlikwidowana	0,000	0,025	0,378	2,084	4,930
Jegrznia	Chełchy	727829,2	673907,8	393,75	od 1973	Czynna	0,110	0,477	2,510	11,937	23,800
	Kucze	736884,5	663463,1	589,54	od 1951	Czynna	0,310	0,678	3,522	13,180	22,000
	Ktuligi	748069,4	649263,5	868,00	1938–1976	Archiwalna	bd	bd	bd	bd	bd
	Makosieje	733608,3	665299,3	502,00	1931–1970	Archiwalna	bd	bd	bd	bd	bd
	Rajgród	744083,7	658116,4	746,52	od 1946	Czynna	0,060	0,699	3,790	11,397	19,100
	Woźnawieś	747503,9	653052,1	849,47	od 1975	Czynna	0,480	1,395	4,718	11,514	21,600
Kanał Augustowski	Białobrzegi	761130,5	667389,9	981,00	1926–1956	Archiwalna	bd	bd	bd	bd	bd
	Sosnowo	759067,4	655496,3	0,00	1931–1970	Archiwalna	bd	bd	bd	bd	bd
Kanał Kuwasy	Czarna Wieś	740131,6	655798,5	0,00	1970–1977	Archiwalna	bd	bd	bd	bd	bd
	Czarna Wieś	740086,8	655753,5	0,05	od 2004	Czynna	0,130	0,237	1,529	4,055	5,450
Netta	Augustów	763622,1	670999,3	913,60	1945–1990	Archiwalna	1,090	1,924	5,520	17,457	20,700
	Białobrzegi	761104,5	667241,2	965,42	od 1946	Czynna	0,630	2,071	5,824	17,788	28,800
	Raczki	748111,3	687339,6	298,69	od 1954	Czynna	0,220	1,142	2,496	8,626	17,800
Przepiórka	Borzymy	742354,7	667770,5	35,04	od 2004	Czynna	0,013	0,044	0,225	1,627	2,600
Sidra	Harasimowicze	793804,4	653385,6	263,17	od 1971	Czynna	0,003	0,197	1,278	14,519	37,900
Szczeberka	Szczebra	761027,4	678610,8	347,87	od 1957	Czynna	0,100	0,259	1,283	8,908	19,900
	Żyliny	748145,8	696465,1	65,40	1985–1992	Zlikwidowana	0,011	0,033	0,263	2,298	2,760
Wissa	Czachy	729142,5	618103,5	484,97	od 1956	Czynna	0,260	0,673	2,543	16,485	49,900
Zuśnianka	Zuśno	739856,6	704117,0	43,09	1985–1992	Zlikwidowana	0,019	0,072	0,343	2,604	4,200

* jeżeli obserwacje rozpoczęto od 1980 r., to wartość przepływów charakterystycznych liczono od momentu rozpoczęcia obserwacji
bd – brak danych

Tabela 4

Charakterystyka jezior występujących w zlewni Biebrzy (IMGW-PIB, 2018)

Jezioro	Nazwa posterunku	Lokalizacja posterunku (układ 1992)		Powierzchnia zlewni po przekrój wodowskazowy [km^2]	Okres prowadzenia obserwacji*	Stan stacji	Stan wody 1981–2010* [cm]		
		X	Y				NNW	SSW	WWW
Białe Augustowskie (Kanał Augustowski)	Przewięź	768900,3	674749,1	35,30	od 1946	Czynna	28	62	118
Dręstwo (Jegrznia)	Dręstwo	747078,7	657843,4	827,87	od 1974	Czynna	101	189	283
Ełckie (Ełk)	Ełk	720049,0	666936,6	980,39	od 1893	Czynna	90	149	224
Litygajno (Ełk)	Borki	707287,7	697499,6	237,50	od 1959	Czynna	113	173	255
Łaśmiady (Ełk)	Malinówka	717378,5	675832,9	753,62	od 1954	Czynna	94	138	210
Necko (Netta)	Augustów	762022,3	672099,9	893,55	od 1946	Czynna	346	383	438
Olecko Wielkie (Jegrznia)	Olecko	729445,6	692051,9	128,43	od 1959	Czynna	213	242	299
Olszewskie (Połomka)	Olszewo	721698,2	695355,0	5,85	1976–1992	Zlikwidowana	394	412	460
Rajgrodzkie (Jegrznia)	Rajgród	743935,8	658371,5	742,82	od 1953	Czynna	104	182	265
Rospuda Filipowska (Netta)	Wólka	735791,1	710441,6	37,24	od 1959	Czynna	365	390	435
Sajno	Sajenek	768446,6	670852,2	959,79	od 1974	Czynna	151	214	294
Selmęt Wielki (Jegrznia)	Sordachy	728522,7	667579,8	497,92	od 1971	Czynna	114	167	246
Studzieniczne (Kanał Augustowski)	Przewięź	768958,0	674675,3	35,23	od 1946	Czynna	133	162	180
Szóstak	Orzechowo	706571,4	682582,2	29,99	1974–1992	Zlikwidowana	209	242	272

* jeżeli obserwacje rozpoczęto od 1980 r., to wartość stanów charakterystycznych liczono od momentu rozpoczęcia obserwacji

Tabela 5

Średnia miesięczna wielkość przepływu [m³/s] w wybranych wodowskazach w wieloleciu 1981–2010* (IMGW-PIB, 2018)

Rzeka	Nazwa posterunku	Miesiące w roku hydrologicznym											
		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Biebrza	Burzyn	32,085	36,857	39,968	45,852	63,948	**67,965**	45,780	30,032	19,431	**16,244**	19,321	24,019
	Dębowo	11,675	13,102	15,127	15,830	21,892	**23,082**	12,116	8,509	6,520	**5,958**	7,343	8,453
	Osowiec	21,310	25,315	28,354	30,516	40,549	**43,291**	27,029	16,165	11,271	**9,992**	12,219	15,411
	Stare Dolistowo	13,743	16,458	19,261	19,436	26,496	**27,881**	15,710	10,755	8,064	**7,250**	8,802	10,506
	Sztabin	4,681	5,156	5,422	5,361	8,423	**10,111**	4,768	2,737	2,110	**1,917**	2,286	2,935
Brzozówka	Karpowicze	3,085	3,795	4,215	3,785	**6,363**	4,853	2,734	1,897	1,519	**1,424**	1,771	1,915
Ełk	Ełk	5,128	6,625	8,040	8,474	9,159	**11,025**	8,093	4,677	3,242	**2,729**	2,972	3,554
	Małe Wronki	1,983	2,559	2,895	3,046	3,358	**3,951**	2,566	1,406	0,918	**0,818**	1,043	1,336
	Prostki	6,784	8,777	10,654	11,222	12,664	**14,490**	10,626	6,479	4,727	**4,149**	4,588	5,157
	Przechody	8,806	11,201	13,633	14,443	16,713	**18,018**	12,853	7,922	5,646	**5,172**	5,792	6,343
Jegrznia	Chełchy	2,037	2,843	3,263	3,751	5,031	**4,914**	2,154	1,473	1,096	**0,957**	1,273	1,429
	Kucze	2,738	3,669	4,595	5,348	6,078	**6,966**	3,694	2,175	1,675	**1,627**	1,894	1,953
	Rajgród	4,113	4,715	5,566	**6,106**	5,430	5,964	4,116	2,221	1,615	**1,486**	1,802	2,519
	Woźnawieś	4,934	5,846	6,548	**7,422**	7,214	7,140	5,209	2,907	1,997	**1,916**	2,373	3,306
Netta	Augustów	5,836	6,698	6,428	5,974	7,304	**10,299**	5,763	4,073	3,321	**2,878**	3,668	4,090
	Białobrzegi	5,367	6,528	7,359	7,299	8,356	**9,536**	5,581	4,389	3,909	**3,491**	3,912	4,288
	Raczki	2,150	2,644	2,931	3,154	3,908	**4,093**	2,454	1,970	1,711	**1,626**	1,672	1,691
Wissa	Czachy	2,604	3,163	3,345	3,201	**4,793**	3,656	2,042	1,737	1,335	**1,270**	1,620	1,796

* jeżeli obserwacje rozpoczęto od 1980 r., to wartość przepływów charakterystycznych liczono od momentu rozpoczęcia obserwacji (patrz Tabela 3)
Na niebiesko zaznaczono wartości maksymalne, na żółto/czerwono zaznaczono wartości minimalne.

Fot. 19. Wodowskaz na rzece Biebrzy (Burzyn, gm. Jedwabne) (fot. D. Węglarz)

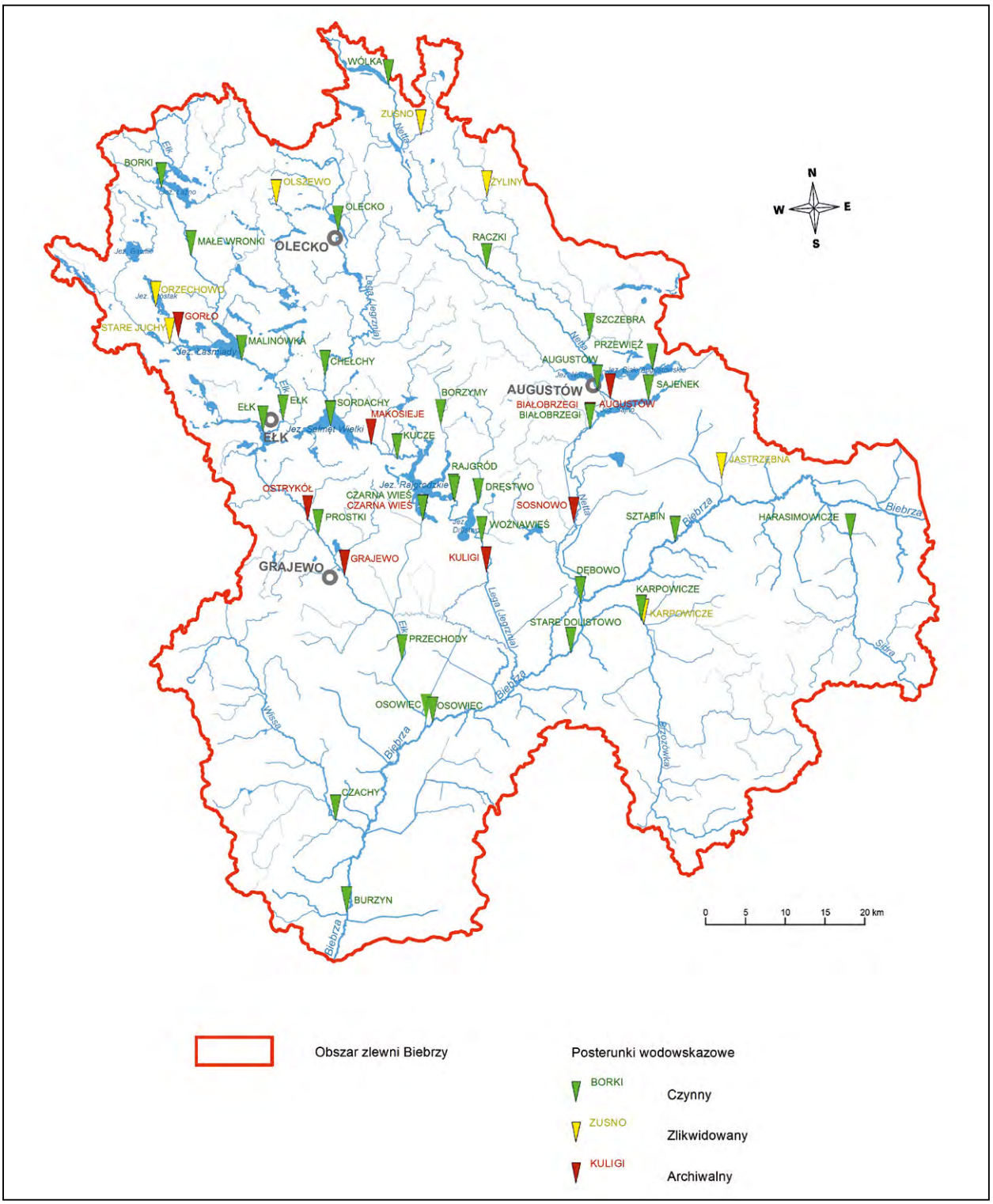
Narwi) z wielolecia 1981–2010 wynosił 36,717 m^3/s, a moduł odpływu średniego ze zlewni – 0,0053 $m^3/s \cdot km^2$. Moduł obliczony dla pozostałych zlewni cząstkowych mieści się w zakresie 0,0037–0,0084 $m^3/s \cdot km^2$, ze średnią 0,0060 $m^3/s \cdot km^2$. Przepływ średni niski (SNQ – średnia arytmetyczna z najniższych przepływów rocznych NQ) Biebrzy wyniósł 12,438 m^3/s, a moduł 0,0018 $m^3/s \cdot km^2$. Moduł obliczony dla pozostałych zlewni cząstkowych mieści się w zakresie 0,0003–0,0038 $m^3/s \cdot km^2$, ze średnią 0,0017 $m^3/s \cdot km^2$. Z analizy wyeliminowano dane z wodowskazów o okresie obserwacji krótszym niż 10 lat. W ramach prac dokumentacyjnych (Filar i in., 2018), wykonano kontrolnie dwie serie pomiarów natężenia przepływu wody w 18 przekrojach pomiarowych (Fot. 20).

Fot. 20. Pomiary natężenia przepływu wody w rzekach: Brzozówce (Kamionka, gm. Jasionówka) (fot. D. Węglarz) i Ełku (Modzelówka, gm. Grajewo) (fot. S. Filar)

Natężenie przepływu charakteryzuje się znaczną zmiennością zarówno sezonową, jak i dla poszczególnych lat. Rzeki na tym obszarze charakteryzują się śnieżno-deszczowym reżimem zasilania z jednym wyraźnym maksimum i minimum w ciągu roku. Najwyższe wartości przepływów są związane z wiosennymi roztopami i występują przeważnie w marcu oraz kwietniu, najniższe natomiast są notowane w okresie od lipca do września z minimum w sierpniu (Tab. 5).

JAKOŚĆ WÓD POWIERZCHNIOWYCH

Podstawą oceny jakości wód powierzchniowych jest *Rozporządzenie Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny jednolitych części wód podziemnych*. Monitoring jakości wód powierzchniowych w opisywanej zlewni prowadzą Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Śro-



Ryc. 30. Stan ekologiczny Jednolitych Części Wód Powierzchniowych (JCWP) na obszarze badań (Bok, 2016; Kazanowska, 2016)

dowiska (WIOŚ) w Białymstoku i w Olsztynie. Ocena stanu wód powierzchniowych obejmuje cykle 6-letnie – tzw. programy pomiarowe, które umożliwiają ocenę wszystkich wód występujących na danym obszarze.

Stan ekologiczny jest określeniem jakości struktury i funkcjonowania ekosystemu wód powierzchniowych, sklasyfikowanej na podstawie wyników badań elementów biologicznych oraz wspierających je wskaźników fizyczno-chemicznych i hydromorfologicznych. Klasyfikację stanu chemicznego jednolitych części wód powierzchniowych (JCWP) wykonuje się na podstawie analizy wyników pomiarów zanieczyszczeń chemicznych, w tym tzw. substancji priorytetowych. W przypadku, gdy wskaźniki chemiczne występują poniżej wartości granicznych mówi się o stanie chemicznym „*dobrym*", a gdy występują powyżej wartości granicznych – o stanie chemicznym „*poniżej dobrego*". Ostatecznie, stan wody w JCWP ocenia się poprzez porównanie wyników klasyfikacji stanu ekologicznego i stanu chemicznego. JCWP może być oceniona jako będąca w „*dobrym stanie*", jeżeli jednocześnie jej stan ekologiczny sklasyfikowano przynajmniej jako „*dobry*", a stan chemiczny – jako „*dobry*". W pozostałych przypadkach, tj. gdy stan chemiczny sklasyfikowano jako „poniżej dobrego" lub stan ekologiczny sklasyfikowano jako „*umiarkowany*", „*słaby*" bądź „*zły*", JCWP ocenia się jako będącą w „*złym stanie*" (Bok, 2016).

Stan wód powierzchniowych w latach 2010–2015 oceniono w 35 Jednolitych Częściach Wód Powierzchniowych (JCWP). Wyniki tej oceny przedstawiono na rycinie 30 i w tabeli 6. Żadna z badanych JCWP nie otrzymała miana stanu „*bardzo dobrego*" (Bok, 2016; Kazanowska, 2016). Najwięcej JCWP (niemal 40%) znalazło się w klasie

Tabela 6

Zestawienie wyników badań jakości Jednolitych Części Wód Powierzchniowych (JCWP) w zlewni Biebrzy (Bok, 2016; Kazanowska, 2016)

Nr (zgodny z ryc. 30)	Kod JCWP	Nazwa JCWP	Stan/potencjał ekologiczny	Stan chemiczny	Stan ogólny	Występowanie JCWP na obszarze chronionym
1	RW2000252628539	Ełk (Łaźna Struga) do wypływu z jez. Litygajno	dobry	dobry	dobry	tak
2	RW20001826285689	Romoła	dobry	brak oceny	brak oceny	tak
3	RW2000252628939	Ełk (Łaźna Struga) od wypływu z jez. Łaśmiady do wypływu z Jez. Ełckiego	dobry	dobry	dobry	tak
4	RW2000192628999	Ełk od wypływu z Jez. Ełckiego do ujścia	umiarkowany	dobry	zły	tak
5	RW200002628989	Kanał Kuwasy	zły	dobry	zły	tak
6	RW2000182626119	Jegrznia (Lega) od źródeł do wpływu do jez. Olecko Wielkie	dobry	dobry	dobry	tak
7	RW20002526261539	Jegrznia (Lega) od wpływu do jez. Olecko Wielkie do wypływu z jez. Olecko Małe	umiarkowany	brak oceny	zły	tak
8	RW2000202626199	Jegrznia (Lega) od wypływu z jez. Olecko Małe do wpływu do jez. Selmęt Wielki	dobry	dobry	dobry	tak
9	RW2000252626939	Jerzgnia (Lega) od wpływu do jez. Selmęt Wielki do wypływu z jez. Dręstwo	dobry	brak oceny	brak oceny	tak
10	RW2000202626959	Jegrznia od wypływu z jez. Dręstwo do rozdzielenia się w Kuligach na stare koryto i Kan. Woźnawiejski	słaby	dobry	zły	tak
11	RW20002426279	Biebrza od Hordonianki do Ełku bez Ełku	umiarkowany	dobry	zły	tak
12	RW2000252622379	Netta (Rospuda) do wypływu z jez. Bolesty	umiarkowany	brak oceny	zły	tak
13	RW20001826223569	Czerwonka	umiarkowany	brak oceny	zły	tak
14	RW200020262279	Netta (Rospuda) od wypływu z jez. Bolesty do wypływu z jez. Necko z Blizną do Szczeberki	słaby	dobry	zły	tak

Tabela 6 cd.

Nr (zgodny z ryc. 30)	Kod JCWP	Nazwa JCWP	Stan/potencjał ekologiczny	Stan chemiczny	Stan ogólny	Występowanie JCWP na obszarze chronionym
15	RW2000182622729	Zelwianka	dobry	brak oceny	brak oceny	tak
16	RW20001826229829	Turówka	umiarkowany	brak oceny	zły	tak
17	RW200002622749	Kanał Augustowski od stanowiska szczytowego do jez. Necko z Jez. Studzienicznym i Białym Augustowskim	słaby	brak oceny	zły	tak
18	RW20001726229869	Bargłówka	umiarkowany	brak oceny	zły	tak
19	RW200002622989	Netta (Rospuda) od wypływu z jez. Necko do połączenia z Kanałem Augustowskim bez jez. Sajno	słaby	dobry	zły	tak
20	RW200023262169	Lebiedzianka	słaby	dobry	zły	tak
21	RW200024262179	Biebrza od Kropiwnej do Horodnianki	umiarkowany	dobry	zły	tak
22	RW200023262151	Biebrza od źródeł do Kropiwnej	słaby	dobry	zły	tak
23	RW2000172621589	Kamienna	słaby	dobry	zły	tak
24	RW200023262152	Kropiwna	słaby	dobry	zły	tak
25	RW2000172629669	Wissa od źródeł do dopływu w Wąsoszu z dopływem w Wąsoszu	umiarkowany	brak oceny	zły	tak
26	RW20002326292	Klimaszewnica	umiarkowany	dobry	zły	tak
27	RW2000242629699	Wissa od dopływu w Wąsoszu do ujścia	dobry	dobry	dobry	tak
28	RW2000172629689	Matlak	słaby	dobry	zły	tak
29	RW20001726296929	Dopływ w m. Łoje – Awissa	zły	brak oceny	zły	tak
30	RW200024262999	Biebrza od Ełku do ujścia	umiarkowany	dobry	zły	tak
31	RW200017262949	Kosódka	umiarkowany	dobry	zły	tak
32	RW20001726276	Czarna Struga	słaby	dobry	zły	tak
33	RW200017262729	Boberka	umiarkowany	brak oceny	zły	tak
34	RW200017262569	Biebła	umiarkowany	brak oceny	zły	tak
35	RW200019262479	Brzozówka od Popiołówki do Olszanki bez Olszanki z Kumiałką od Kamionki	słaby	brak oceny	zły	tak

o „*umiarkowanym*” stanie ekologicznym, 22% badanych JCWP charakteryzowało się stanem „dobrym”, 30% wykazywało cechy stanu „*słabego*”, a 8% – stanu „*złego*”. Większość JCWP (60%) na badanym obszarze charakteryzowała się „*dobrym*” stanem chemicznym. Stanu „*poniżej dobrego*” nie wyznaczono (Bok, 2016; Kazanowska, 2016). W pozostałych JCWP analizy stanu chemicznego nie przeprowadzono – „*brak oceny*” (Tab. 6).

Wody jezior znajdujących się na obszarze zlewni Biebrzy są dobrej jakości (Tab. 7). Przeważa II klasa jakości wód i tylko cztery ze zbadanych jezior: Rospuda Augustowska, Olecko Małe, Sawinda i Tajno charakteryzują się wodami III klasy (Dorochowicz, Zega, 2013a, 2013b, 2014, 2016, IOŚ 2014; Bok, 2016; Kazanowska, 2016).

Na jakość wód na opisywanym obszarze przede wszystkim mają wpływ nieuregulowana gospodarka wodno-ściekowa oraz spływy powierzchniowe głównie z terenów rolniczych. Zanieczyszczenia pochodzenia rolniczego dostają się do wód w wyniku nieprawidłowego stosowania nawozów sztucznych i organicznych oraz innych środków chemicznych wykorzystywanych w rolnictwie. Niestety wielkość ładunków tego typu zanieczyszczeń jest trudna do oszacowania, ponieważ zależy od lokalnych warunków pogodowych i sposobu uprawy (np. nawożenia) gruntów. Poważnym problemem zachowania dobrej jakości wód jest także zjawisko eutrofizacji, na które główny wpływ mają odprowadzane do wód przez człowieka tzw. związki biogenne (czyli związki azotu i fosforu).

Tabela 7

Stan ekologiczny jezior o powierzchni większej niż 100 ha (Dorochowicz, Zega, 2013a, 2013b, 2014, 2016, IOŚ 2014; Bok, 2016; Kazanowska, 2016).

Nazwa jeziora	Powierzchnia [ha]	Głębokość średnia [m]	Głębokość maksymalna [m]	Stan ekologiczny	Klasa elementów biologicznych	Rok oceny
Rospuda Augustowska	104,9	5,1	10,5	–	III	2002
Szarek	115,6	2,3	4,7	bd	bd	–
Dudeckie	125,0	4,5	9,5	bd	bd	–
Kukowino	126,2	5,6	14,1	bd	bd	–
Jędzelewo	126,4	3,2	13,3	bd	bd	–
Białe	130,7	10,5	32,3	bd	bd	–
Bolesty	131,0	7,0	16,2	bd	bd	–
Garbas	138,7	10,2	38,0	bd	bd	–
Piłwąg	144,2	4,5	3,6	słaby	IV	2015
Skomętno	146,2	1,4	3,3	bd	bd	–
Dobskie	155,1	11,1	43,3	bd	bd	–
Woszczelskie	155,4	3,3	10,6	bd	bd	–
Długie Augustowskie	161,7	4,7	12,0	dobry	II	2011
Litygajno	167,7	6,0	16,4	bd	bd	–
Krzywe	176,2	8,6	28,5	bd	bd	–
Sunowo	179,5	9,3	20,6	bd	bd	–
Mieruńskie Wielkie	194,0	6,7	25,5	bd	bd	–
Sawinda Wielka	199,6	4,7	9,5	umiarkowany	III	2012
Olecko Małe	200,3	10,3	38,3	umiarkowany	III	2014
Przytulskie	207,1	7,7	19,0	dobry	II	2015
Tajno	216,2	2,6	6,6	–	III	2006
Olecko Wielkie	222,1	16,7	45,2	bd	bd	–
Szwałk Wielki	234,0	4,9	11,0	bd	bd	–
Blizno	234,3	10,0	28,8	dobry	II	2012
Studzieniczne	249,4	8,7	30,5	–	II	2002
Kolno	250,5	1,2	3,3	umiarkowany	II	2015
Ułówki	260,6	9,1	26,0	bd	bd	–
Rospuda Filipowska	330,6	14,5	38,9	dobry	II	2013
Wydmińskie	352,4	3,0	9,0	bd	bd	–
Ełckie	372,0	15,0	55,8	dobry	II	2011
Necko	413,7	10,1	25,0	dobry	II	2015
Gawlik	421,4	6,0	12,6	dobry	II	2012
Białe Augustowskie	478,0	8,7	30,0	dobry	II	2015
Szóstak	490,6	9,0	28,6	bd	bd	–
Dręstwo	509,4	8,5	25,0	dobry	II	2012
Sajno	516,0	10,0	27,0	dobry	II	2015
Łaźno	568,5	5,7	18,0	bd	bd	–
Łaśmiady	930,5	9,6	43,7	dobry	II	2011
Selmęt Wielki	1205,8	7,8	21,9	bd	bd	–
Rajgrodzkie	1384,9	9,4	52,0	dobry	II	2011/2015

bd – brak danych

OBSZARY PRAWNIE CHRONIONE

Obszar zlewni Biebrzy charakteryzuje się szczególnie cennymi, a nawet unikatowymi walorami przyrodniczymi i krajobrazowymi, do ochrony których wyznaczono i ustanowiono specjalne obszary ochronne. Są to 2 parki narodowe, 1 park krajobrazowy, 19 obszarów chronionego krajobrazu, 20 rezerwatów przyrody, 15 obszarów Natura 2000, w tym 11 Specjalnych Obszarów Ochrony (SOO) oraz 4 Obszary Specjalnej Ochrony (OSO) (Ryc. 31).

PARKI NARODOWE

Park narodowy obejmuje obszar wyróżniający się szczególnymi wartościami przyrodniczymi, naukowymi, społecznymi, kulturowymi i edukacyjnymi, o powierzchni nie mniejszej niż 1000 ha, na którym ochronie podlega cała przyroda oraz walory krajobrazowe. Park narodowy tworzy się w celu zachowania różnorodności biologicznej, zasobów, tworów i składników przyrody nieożywionej i walorów krajobrazowych, przywrócenia właściwego stanu zasobów i składników przyrody oraz odtworzenia zniekształconych siedlisk przyrodniczych, siedlisk roślin, siedlisk zwierząt lub siedlisk grzybów (Ustawa o ochronie przyrody, 2004).

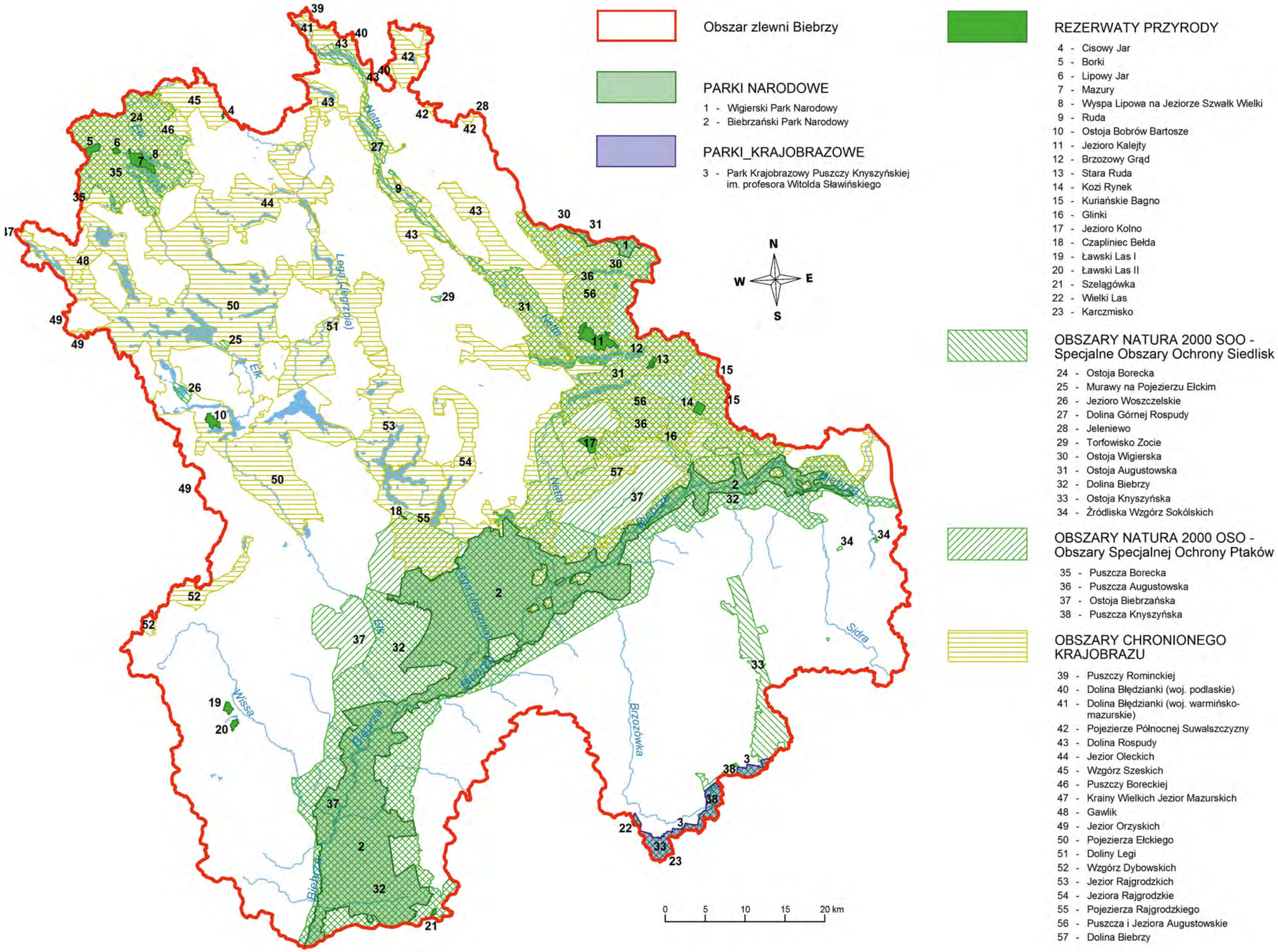
Na obszarze zlewni Biebrzy są zlokalizowane dwa parki narodowe Biebrzański Park Narodowy oraz Wigierski Park Narodowy (Ryc. 31).

Biebrzański Park Narodowy utworzono na podstawie Rozporządzenia Rady Ministrów z dnia 9 września 1993 r. jako 18. polski park narodowy. Obecnie, spośród 23 polskich parków narodowych jest on największy. Jest położony na terenie Kotliny Biebrzańskiej w województwie podlaskim. Siedziba Parku znajduje się w Osowcu-Twierdzy, w gminie Goniądz.

Biebrzański Park Narodowy obejmuje dolinę Biebrzy, począwszy od jej źródeł a skończywszy na ujściu do Narwi. Niemal cały bieg rzeki Biebrzy znajduje się na terenie parku (ok. 155 km). Ochronę tego terenu zapoczątkowano w latach międzywojennych, tworząc rezerwaty Czerwone Bagno oraz Grzędy. W 1989 r. staraniem Towarzystwa Biebrzańskiego utworzono Biebrzański Park Krajobrazowy, obejmujący tereny basenów dolnego i środkowego. Cztery lata później park krajobrazowy przekształcono w park narodowy. W 1995 r. Biebrzański Park Narodowy wpisano na listę wodno-błotnych obszarów chronionych Konwencją Ramsar. Od 2010 r. Biebrzański Park Narodowy w całości włączono do spisu ostoi ptaków IBA prowadzonego przez BirdLife International. W 2004 r. dolinę Biebrzy włączono do sieci Natura 2000. Obecnie jest to Obszar Specjalnej Ochrony Ptaków (PLB 200006 Ostoja Biebrzańska o powierzchni 1485,09 km^2) i Specjalny Obszar Ochrony Siedlisk (PLH 200008 Dolina Biebrzy o powierzchni 1210,02 km^2).

Na terenie Biebrzańskiego Parku Narodowego występują zbiorowiska wodne, bagienne, torfowiskowe (Fot. 21), szuwary, a także zbiorowiska leśne (olsy, brzeziny i łęgi). Szczególnie cenna jest duża grupa zbiorowisk mechowiskowych, zawierających liczne gatunki rzadkie i reliktowe (brzoza ni-

Fot. 21. Bagna Biebrzańskie (fot. S. Filar)



Ryc. 31 Obszar zlewni Biebrzy na tle form prawnej ochrony przyrody

ska, wierzba lapońska i gnidosz królewski), zanikające w innych częściach kraju. Szata roślinna odznacza się ogromną różnorodnością, wysokim stopniem naturalności i obecnością wielu rzadkich gatunków, takich jak storczyki, rosiczki i widłaki. Na Bagnach Biebrzańskich gniazduje wiele gatunków ptaków związanych ze środowiskiem bagiennym. Występują tu izolowane stanowiska lęgowe gatunków borealnych, a także gatunków, których centrum zasięgu geograficznego znajduje się w strefie tajgi i tundry. Ponadto Kotlina Biebrzańska ma ogromne znaczenie dla wielu gatunków ptaków, żerujących oraz wypoczywających w czasie corocznych wędrówek. Dla ptaków siewkowatych, wymagających rozległych, podmokłych obszarów, Biebrza stanowi jedną z najważniejszych ostoi w Europie Środkowej.

W granicach Parku znajduje się osiem wyłączonych z niego enklaw, obejmujących głównie wyspy mineralne w obrębie Kotliny Biebrzańskiej, zajęte pod uprawy, łąki i osadnictwo.

Najcenniejszymi walorami Parku są szeroka dolina mająca naturalny charakter z silnie meandrującą rzeką Biebrzą oraz największy w Polsce zespół torfowisk, zwanych Bagnami Biebrzańskimi. Wykształciły się one w rozległym obniżeniu terenu o długości ponad 100 km, zajętym przez torfowiska niskie oraz leśne torfowiska wysokie (o miąższości 1–6 m). Pośród bagien znajdują się ponadto wyniesienia, zwane „grądami", „grądzikami" lub „grzędami".

Bagna Biebrzańskie są umownie podzielone na cztery obszary:

- zmeliorowane bagna „Wizna" i „Biel", znane jako Grądy Woniecko od nazwy byłego PGR. Obszar ten znajduje się poza parkiem narodowym;
- basen południowy (dolny) – obejmuje dolinę Biebrzy od mostu koło Wizny do mostu koło Osowca. Dolina Biebrzy na tym odcinku ma szerokość od 12 do 15 km, z licznymi meandrami. Torf zalega na warstwach piasku, żwiru i iłu. Ten teren jest uznawany za najbardziej naturalny. Wyróżnić tu należy „Bagno Ławki" oraz „Bagno Podlaskie". W basenie południowym przeważają turzycowiska, szuwary i łąki; w środkowym coraz więcej jest turzycowisk trawiastych i mchów, a w górnym dominują mechowiska;
- basen środkowy – obejmuje dolinę Biebrzy od mostu w Osowcu do Kanału Augustowskiego, wraz z kompleksem lasów koło Woźnawsi i rezerwatem „Czerwone Bagno". Poziom wody jest tu niski, torfowiska przesuszone, występują piaszczyste wydmy. Pod warstwą torfu znajduje się piasek, żwir i glina;
- basen północny (górny) – obejmuje dolinę Biebrzy od Kanału Augustowskiego do Sztabina. Dolina ma tu szerokość od 1 do 3 km. Cechą charakterystyczną obszaru są wzgórza morenowe.

Wigierski Park Narodowy to jeden z największych parków narodowych w Polsce. W chwili powstania (1 stycznia 1989 r.) był czwartym co do wielkości powierzchni polskim parkiem narodowym. Jest położony na północnym skraju Puszczy Augustowskiej, największego, zwartego kompleksu leśnego na Nizinie Środkowoeuropejskiej, który wraz z lasami na terytorium Litwy i Białorusi zajmuje obszar ok. 3000 km^2. Prawie cały obszar Wigierskiego Parku Narodowego leży w środkowej części dorzecza rzeki Czarnej Hańczy, dopływu Niemna. W granicy obszaru zlewni Biebrzy znajduje się niecałe 10 km^2 parku.

REZERWATY

Rezerwat przyrody obejmuje obszary zachowane w stanie naturalnym lub mało zmienionym, ekosystemy, ostoje i siedliska przyrodnicze, a także siedliska roślin, siedliska zwierząt i siedliska grzybów oraz twory i składniki przyrody nieożywionej, wyróżniające się szczególnymi wartościami przyrodniczymi, naukowymi, kulturowymi lub walorami krajobrazowym (Ustawa o ochronie przyrody, 2004).

Na obszarze zlewni Biebrzy znajduje się 20 rezerwatów (Ryc. 31), o powierzchni w granicy zlewni od 0,001 km^2 (Brzozowy Grąd) do 17,14 km^2 (Kuriańskie Bagno).

Są to rezerwaty zaliczane do typu:

- faunistycznego (Czapliniec Bełda, Ostoja Bobrów Bartoszcze, Jezioro Kolno);
- florystycznego (Brzozowy Grąd, Glinki, Ruda);
- florystyczno-leśno-torfowiskowego (Stara Ruda);
- krajobrazowego (Jezioro Kalejty);
- leśnego (Wyspa Lipowa na Jeziorze Szwałk Wielki, Cisowy Jar, Karczmisko, Lipowy Jar, Szelągówka, Ławski Las I, Ławski Las II, Wielki Las, Kozi Rynek, Mazury, Borki);
- leśno-torfowiskowego (Kuriańskie Bagno).

PARK KRAJOBRAZOWY

Park krajobrazowy obejmuje obszar chroniony ze względu na wartości przyrodnicze, historyczne i kulturowe oraz walory krajobrazowe w celu zachowania, popularyzacji tych wartości w warunkach zrównoważonego rozwoju (Ustawa o ochronie przyrody, 2004).

W południowo-wschodnim fragmencie zlewni Biebrzy w powiatach: sokólskim, białostockim i monieckim, jest zlokalizowany jeden park krajobrazowy (Ryc. 31). Jest to Park Krajobrazowy Puszczy Knyszyńskiej im. Prof. Witolda Sławińskiego, który utworzono w maju 1988 r. i w obrębie zlewni Biebrzy zajmuje 26,5 km^2. Celem ochrony Parku stał się zarówno jeden z najlepiej zachowanych kompleksów le-śnych w Polsce, a wraz z nim puszczańskie rzeki, cieki oraz źródliska, jak i urozmaicona rzeźba polodowcowa terenu. Ochronie podlegają również walory kulturowe i historyczne Puszczy Knyszyńskiej.

OBSZARY CHRONIONEGO KRAJOBRAZU

Obszar chronionego krajobrazu obejmuje tereny chronione ze względu na wyróżniający się krajobraz o zróżnicowanych ekosystemach, wartościowe ze względu na możliwość zaspokajania potrzeb związanych z turystyką i wypoczynkiem lub pełnioną funkcją korytarzy ekologicznych (Ustawa o ochronie przyrody, 2004).

Obszary chronionego krajobrazu (OChK) zajmują różnej wielkości, zwykle rozległe tereny, które obejmują pełne jednostki środowiska naturalnego takie jak doliny rzeczne, kompleksy leśne, ciągi wzgórz, pola wydmowe i torfowiska. W granicach zlewni Biebrzy w całości bądź fragmentarycznie znajduje się kilkanaście obszarów chronionego krajobrazu (Ryc. 31), z czego kilka najważniejszych opisano poniżej.

Obszar Chronionego Krajobrazu Dolina Rospudy o powierzchni 252,5 km^2 obejmuje ochroną cenne przyrodniczo tereny zachodnich obrzeży Puszczy Augustowskiej oraz dolinę rzeki Rospudy (Fot. 22). Rozciąga się od granicy województw warmińsko-mazurskiego i podlaskiego na północy, do jez. Necko na południu. Swym zasięgiem obejmuje dolinę rzeki Szczeberki, kilkanaście jezior rynnowych oraz przylegające do nich bagna i lasy. Powierzchnia obszaru w granicy zlewni Biebrzy (228,3 km^2).

Rzeka Rospuda z hydrologicznego punktu widzenia stanowi górny bieg rzeki Netty, która jest prawym dopływem Biebrzy. Jest to jedna z nielicznych rzek w Polsce, która na całej swej długości płynie naturalnym korytem, a w dolnym biegu rozległą zatorfioną doliną o zupełnie naturalnym charakterze. U podnóży wzniesień otaczających dolinę występują źródła z rzadko spotykanymi źródliskowymi zbiorowiskami roślinnymi. Lasy ciągnące się wzdłuż doliny to dobrze zachowane olsy, bory i lasy mieszane.

Zupełnie nienaruszony, pierwotny układ hydrologiczny tego obszaru decyduje o trwałości występujących na nim torfowiskowych zbiorowisk roślinnych z wieloma rzadkimi, podlegającymi ochronie gatunkami fauny i flory. W dolinie Rospudy stwierdzono ok. 40 gatunków roślin naczyniowych objętych ścisłą ochroną. Wśród nich 19 przedstawicieli rodziny storczykowatych, w tym jedyne w Polsce stanowisko miodokwiatu krzyżowego (Herminium monorchis), rośliny wpisanej do „Polskiej Czerwonej Księgi Roślin Ginących", oraz jedno z kilku stanowisk podgatunku białokwiatowego storczyka krwistego (http://www.zielonewrota.pl/index.php?art=3001&p=10&k=6&w=86&lv=2, 02.2020).

Obszar Chronionego Krajobrazu Pojezierze Rajgrodzkie znajduje się w południowej części Pojezierza Ełckiego i zajmuje powierzchnię 120,27 km². Od północnego wschodu łączy się z OChK Jeziora Rajgrodzkie, a od południa graniczy z OChK Dolina Biebrzy. Swym zasięgiem obejmuje Jezioro Rajgrodzkie, kompleksy leśne oraz stawy i bagna.

Północną część obszaru zajmuje Jez. Rajgrodzkie. Jest to jezioro typu rynnowego, składające się kompleksu kilku połączonych ze sobą jezior o nazwach: Stackie, Przepiórka, Rajgrodzkie i Czarnowiejskie. Powierzchnia całego kompleksu ma ok. 15,0 km^2, a maksymalna głębokość dochodzi do 52 m. Kompleks składa się z 4 odnóg (rynien) układających się w kształt nieco „przekrzywionej litery H". Powoduje to, że przy niewielkiej powierzchni zbiornik posiada bardzo długą linię brzegową 56 km. Południową część OChK Pojezierze Rajgrodzkie zajmują obszary leśne, gdzie dominują bory sosnowo-świerkowe oraz lasy bagienne tj. olsy. Znajduje się tam rezerwat przyrody Czapliniec Bełda chroniący kolonię lęgową czapli siwej. Kompleks graniczy z Bagnami Biebrzańskimi, a także stanowi fragment korytarza ekologicznego (ciąg lasów i wód powierzchniowych jako trasa migracji zwierząt) między puszczami województwa podlaskiego a lasami warmińsko-mazurskimi (http://www.zielonewrota.pl/index.php?art=2989&p=10&k=6&w=86&lv=2, 02.2020).

Fot. 22. Lasy OChK Dolina Rospudy (fot. S. Filar)

Fot. 23. Puszcza Augustowska (fot. S. Filar)

Obszar Chronionego Krajobrazu Puszcza i Jeziora Augustowskie zajmuje powierzchnię 654,75 km^2, z czego ponad 500,0 km^2 przypada na lasy. Obejmuje znaczą część Puszczy Augustowskiej wraz z jeziorami. Najcenniejszym obiektem kulturowym i historycznym obszaru jest Kanał Augustowski, będący również atrakcyjnym szlakiem kajakowym.

Puszcza Augustowska (Fot. 23, 24) to największy w Polsce zwarty kompleks leśny pokrywający 1140,0 km^2 naszego kraju. Pozostała część – ok. 500,00 km^2 należy do Litwy i Białorusi, co w sumie sprawia, że jest to jeden z największych obszarów leśnych w Europie. Puszcza rozciąga się od doliny górnej Biebrzy, przez całą Równinę Augustowską, aż po południowe krawędzie Pojezierza Wschodniosuwalskiego (Sejneńszczyznę). Rzeźba terenu jest mało urozmaicona, gdyż większość obszaru leży na niemal płaskim polu sandrowym. Krajobraz Puszczy urozmaicają jednak liczne jeziora np. Sajno, Sajenek, Białe Augustowskie, Necko, Studzieniczne, Serwy i Blizno oraz rzeki np. Czarna Hańcza, Wołkuszanka i Maleszówka. Wody z ponad połowy powierzchni obszaru, przez zlewnię Czarnej Hańczy, spływają do Niemna. Do Wisły wodę odprowadzają przede wszystkim zlewnie Rospudy i Blizny, a zlewnię Wisły i Niemna łączy Kanał Augustowski. Występują też miejsca zupełnie bezodpływowe, co sprzyja tworzeniu się tu licznych torfowisk wysokich i mszarów.

Ponad 80% powierzchni Puszczy Augustowskiej zajmują bory z przewagą sosny (ok. 70%) i mniejszym udziałem świerka (ok. 15%). Występują tu dobrze zachowane bory bagienne i wilgotne, a w części południowej również olsy i grądy. Chłodniejszy niż w innych częściach Polski klimat pozwolił na zachowanie się tu rzadkich roślin pochodzących z północy i wschodu Europy m.in.: brzozy niskiej, cisu, borówki bagiennej, przygiełki białej, wełnianeczki alpejskiej, zimoziołu północnego i rosiczek. Flora Puszczy o cechach borealnych miesza się z elementami roślinności strefy śródziemnomorskiej (http://www.zielonewrota.pl/index.php?art=897&p=10&k=6&w=86&lv=2, 02.2020).

Obszar Chronionego Krajobrazu Dolina Biebrzy, w którego skład wchodzi cały Biebrzański Park Narodowy oraz tereny wokół Parku ma powierzchnię 338,76 km^2. Jego granica pokrywa się z granicą otuliny Parku. Osią i głównym czynnikiem stanowiącym o krajobrazie i unikatowej w skali Europy przyrodzie tego terenu jest rzeka Biebrza wraz z jej dopływami. Rzeźba terenu OChK Doliny Biebrzy jest stosunkowo mało urozmaicona. Wzniesienia zaznaczają się tylko na granicach Kotliny Biebrzańskiej z obszarami wysoczyzn: Białostockiej, Wysokomazowieckiej i Kolneńskiej. Dolina Biebrzy to płaska, zabagniona kotlina, w której niczym wyspy urozmaicają monotonię krajobrazu niewielkie mineralne wyniesienia zwane „grądzikami". Najczęściej są

Fot. 24. Puszcza Augustowska - polana śródleśna (fot. S. Filar)

one porośnięte lasami, które zajmują ok. 30% powierzchni Parku (http://www.zielonewrota.pl/index.php?art=641&p=10&k=6&w=86&lv=2, 02.2020).

Pozostałymi Obszarami Chronionego Krajobrazu, zlokalizowanymi w granicach zlewni Biebrzy są OChK: Pojezierza Północnej Suwalszczyzny, Doliny Błędzianki, Puszczy Romnickiej, Jezior Oleckich, Wzgórz Szeskich, Puszczy Boreckiej, Krainy Wielkich Jezior Mazurskich, Gawlik, Jezior Orzyskich, Pojezierza Ełckiego, Doliny Legi, Wzgórz Dybowskich oraz Jezior Rajgrodzkich.

OBSZARY NATURA 2000

Europejska Sieć Natura 2000 to obszary, objęte ochroną na terytorium Unii Europejskiej, o najcenniejszych walorach przyrodniczych. Celem programu Natura 2000 jest zachowanie zagrożonych wyginięciem siedlisk przyrodniczych oraz gatunków roślin i zwierząt, które są uważane za cenne i zagrożone w skali całej Europy. Sieć Natura 2000 składa się z dwóch kategorii obszarów: Specjalnych Obszarów Ochrony SOO (ostoje siedliskowe o kodzie PLH) oraz Obszarów Specjalnej Ochrony OSO (ostoje ptasie o kodzie PLB).

Obecnie w Polsce sieć Natura 2000 zajmuje prawie 1/5 powierzchni lądowej kraju. W jej skład wchodzi: 849 obszarów siedliskowych oraz 145 obszarów ptasich (http://natura2000.gdos.gov.pl/natura-2000-w-polsce, 02.2020). Pokrótce scharakteryzowano je poniżej na podstawie standardowych formularzy danych dla obszarów Natura 2000 (http://natura2000.gdos.gov.pl/wyszukiwarka-n2k, 02.2020).

SPECJALNE OBSZARY OCHRONY SIEDLISK (SOO)

Specjalny obszar ochrony siedlisk (SOO) to obszar wyznaczony, zgodnie z przepisami prawa Unii Europejskiej, w celu trwałej ochrony siedlisk przyrodniczych lub populacji zagrożonych wyginięciem gatunków roślin lub zwierząt lub w celu odtworzenia właściwego stanu ochrony siedlisk przyrodniczych lub właściwego stanu ochrony tych gatunków (Ustawa o ochronie przyrody, 2004). W granicy zlewni Biebrzy jest zlokalizowanych, w całości bądź fragmentarycznie, 11 tego typu obszarów (Ryc. 31).

Ostoja Borecka (PLH280016) zajmuje na obszarze zlewni Biebrzy powierzchnię 151,6 km^2. Jest to duży kompleks leśny z udziałem drzewostanów liściastych, ze znaczącą domieszką świerka. Drzewostany mają charakter naturalny, część z nich osiągnęła wiek powyżej 150 lat. Rzeźba terenu jest silnie zróżnicowana (występują znaczne deniwelacje). Miejsca położone w obniżeniach pokrywają bagienne typy lasu lub otwarte trzęsawiska. Teren jest poprzecinany licznymi strumieniami i obfituje w małe zbiorniki wodne. Ostoja obejmuje też kompleks jezior (jedno z naj-

większych to Łaśno). Wpołudniowo-zachodniej części ostoi znajduje się jez. Żabinek położone w kotle eworsyjnym, z dnem porośniętym łąkami ramienicowymi. Liczne śródleśne łąki są silnie wilgotne.

Ostoja Borecka stanowi ważne siedlisko fauny leśnej z wilkiem Canis lupus i żubrem Bison bonasus (jedno z 5 wolno żyjących stad w Polsce). Ogółem stwierdzono tu występowanie 7 gatunków zwierząt i 4 gatunki roślin z Załącznika II Dyrektywy Rady 92/43/EWG. Dobrze zachowane płaty roślinności naturalnej stwarzają odpowiednie warunki dla siedlisk – zidentyfikowano tu 11 typów siedlisk z Załącznika I Dyrektywy Rady 92/43/EWG. Jest to miejsce występowania rzadkiego zespołu Scolochloetum festucaceae.

Jest to jeden z ważniejszych obszarów w Europie, który utworzono w celu zachowania klasycznych lasów liściastych typu środkowoeuropejskiego, tzw. grądu subkontynentalnego z Tilia cordata, Carpinus betulus, Acer platanoides i Ulmus glabra, który występuje również w unikatowej odmianie zboczowej. Ważna jest też ciągłość bazy genetycznej różnych populacji od czasu średniowiecza, a także dobrze zachowane profile glebowe i leśne.

Murawy na Pojezierzu Ełckim (PLH280041), o powierzchni 0,77 km^2, to obszar położony na północ od Ełku, w mikroregionie Pojezierze Łaśmiadzkie, które stanowi środkową część Pojezierza Ełckiego. Całe Pojezierze Ełckie cechuje urozmaicona rzeźba terenu, ukształtowana przez mazurski lob lodowcowy fazy poznańskiej i pomorskiej zlodowacenia bałtyckiego. Jest to krajobraz młodoglacjalny pagórkowatych pojezierzy. Samo Pojezierze Łaśmiadzkie obejmuje tereny bogate w większe jeziora, z niewielkim udziałem lasów i przewagą gleb użytkowanych rolniczo. Obszar obejmuje 4 pagórki o charakterze kemowym wraz z otaczającymi je pastwiskami i polami uprawnymi. Znajduje się on w północnej części wsi Straduny w gminie Ełk. Pagóry kemowe o wysokości kilkunastu metrów, szerokości i długości do 200 metrów są ograniczone stromymi stokami, opadającymi ku równinnym obniżeniom. Kemy są utworzone ze żwirów i piasków gliniastych przeważnie poziomo warstwowanych, które zostały osadzone w wyniku działalności wód lodowcowych w obrębie szczelin lodowców. Na całym obszarze przeważają gleby brunatne i zbliżone do brunatnych, a same wzgórza kemowe są zasobne w węglan wapnia. Pierwszoplanową wartością tego obszaru są kserotermiczne murawy z klasy Festuco-Brometea i wyłącznie dla ich ochrony powołano ten obszar.

Jezioro Woszczelskie (PLH280034) o całkowitej powierzchni 3,14 km^2 to obszar położony w środkowej części Pojezierza Ełckiego. Głównymi elementami obszaru Natura 2000 Jezioro Woszczelskie są: mezotroficzne jezioro, niewielkie powierzchnie łąkowe (wilgotna łąka trzęślicowa i płat świeżych łąk użytkowanych ekstensywnie) oraz niewielki fragment niżowego łęgu jesionowo-olszowego, który rozwija się wzdłuż cieku łączącego jez. Sawinda Wielka z Jez. Woszczelskim. Jez. Woszczelskie stanowi siedlisko występowania zbiorowisk ramienic oraz rzadkich gatunków naczyniowych roślin zanurzonych. W obrębie zbiorowisk ramienic zidentyfikowano pięć gatunków, które znajdują się na Czerwonej Liście glonów w Polsce. Spośród nich trzy gatunki: ramienica zwyczajna Chara rudis, ramienica przeciwstawna Ch. contraria i ramienica krucha Ch. fragilis mają kategorię narażonych na wymarcie, a dwa gatunki: ramienica omszona Ch. tomentosa i krynicznica tępa Nitellopsis obtusa zaliczono do rzadkich. Z roślin naczyniowych do gatunków objętych ochroną częściową należy Dactylorhiza incarnata ssp. incarnata. Do rzadkich roślin wodnych należy Najas marina, Myriophyllum verticillatum i Potamogeton praelongus. Brzegi jeziora oraz wypłycenia obficie porasta roślinność szuwarowa. Ma ona duże znaczenie dla występującej tu fauny kręgowców i bezkręgowców. Zbiorowiska szuwarowe są wykorzystywane jako schronienie oraz miejsca lęgowe i tarliskowe.

Dolina Górnej Rospudy (PLH200022) ma powierzchnię 40,7 km^2. Jest położona na Pojezierzu Zachodniosuwalskim, w części Pojezierza Litewskiego graniczącej z Pojezierzem Mazurskim. Pod względem administracyjnym Dolina Górnej Rospudy leży na obszarze trzech gmin: Filipów, Bakałarzewo i Raczki powiatu suwalskiego w woj. podlaskim. Obszar obejmuje górny odcinek doliny rzeki Rospudy, o bardzo dużych walorach przyrodniczych i krajobrazowych. Dolina rzeki na całym odcinku ma charakter naturalny. W górnym biegu Rospuda płynie wąskim, krętym korytem z licznymi meandrami, a jej nurt w wielu miejscach przegradzają przewrócone drzewa. Rospuda swoim charakterem przypomina tu rzekę górską o wartkim, szybkim nurcie, kamienistym dnie oraz o wysokich i stromych zboczach doliny. Rzeka przepływa przez szereg jezior typu rynnowego. Brzegi tych jezior, tak jak i zbocza doliny rzeki, są pokryte głównie borami mieszanymi, łęgami i grądami, a także zbiorowiskami nieleśnymi: murawami, łąkami i pastwiskami. Rzeka Rospuda płynie glacjofluwialną, rynnową doliną wcinającą się głęboko w utwory sandrowe, tworzone przez drobno- i średnioziarniste piaski. Strome zbocza doliny są w wielu miejscach bardzo silnie porozcinane erozyjnie w wyniku działalności spływających wód deszczowych i roztopowych.

Współcześnie mikrorzeźba zboczy jest kształtowana gdzie niegdzie w warunkach wypasu i wydeptywania przez bydło, co przyczynia się do powstania charakterystycznego, schodkowatego ukształtowania powierzchni stoku. Młodoglacjalny charakter rzeźby terenu i duża różnorodność siedliskowa, obecność licznych jezior rynnowych oraz innych typów zbiorników wodnych, a także różnego rodzaju torfowisk wpływają na wysokie walory przyrodnicze i krajobrazowe. Dużą powierzchnię w obrębie ostoi zajmują mezo- i eutroficzne jeziora. Ich brzegi i wody tylko w niektórych miejscach są poddawane niekorzystnym oddziaływaniom związanym z rozwojem zabudowy rekreacyjnej oraz ze spływem zanieczyszczeń związanych z gospodarką rolną lub pochodzących z terenów zabudowanych.

Torfowisko Zocie (PLH280037), o powierzchni 0,7 km^2, jest położone na wschodnim skraju Pojezierza Ełckiego, praktycznie na lokalnym wododziale, oddzielającym zlewnie rzeki Legi od zachodu i Rospudy od wschodu. Pod względem administracyjnym znajduje się w województwie warmińsko-mazurskim, w powiecie ełckim, gminie Kalinowo. Rejon torfowiska został ukształtowany pod wpływem ostatniego zlodowacenia bałtyckiego. Samo torfowisko zajmuje nieckę położoną na wysokości ok. 170 m n.p.m. Od południa i wschodu nieckę okalają wzgórza, które stanowią tereny rolnicze, ekstensywnie użytkowane, przeważnie jako pastwiska i łąki. Od strony zachodniej i północnej torfowisko jest otoczone niedużym wilgotnym kompleksem leśnym. W przypadku opisywanego torfowiska mamy do czynienia z obiektem o zróżnicowanej trofii, gdzie w części jest to torfowisko przejściowe, a w części torfowisko niskie, nawiązujące nawet do węglanowego. Pomimo śladów odwadniania zarówno w postaci zarośniętych już rowów, jak i częściowo drożnego rowu okrężnego na południowym skraju, torfowisko „Zocie" jest dobrze uwodnione, a tylko w okresach letnich można zauważyć niewielkie procesy przesuszenia na najwyższych kępach w strefie brzeżnej. Centralna część obiektu ma postać trzęsawiska, co wskazuje, że powstał on w miejscu niedużego jeziora, zanikłego w czasach nowożytnych, przy wydatnej ingerencji człowieka. Około pół kilometra na południowy zachód od torfowiska znajduje się nieduża wieś mazurska Zocie, która ma dobrze zachowany historyczny układ tzw. ulicówki. Od ćwierćwiecza wieś ta praktycznie nie rozbudowała się. Razem z terenami polno-łąkowymi tworzy harmonijny krajobraz historyczno-kulturowy.

Ostoja Augustowska (PLH200005) o powierzchni w granicach zlewni Biebrzy 434,7 km^2 (całkowita powierzchnia 1070,68 km^2) znajduje się w północno-wschodniej części obszaru zlewni i obejmuje swym zasięgiem fragment Puszczy Augustowskiej, która stanowi jeden z największych i najlepiej zachowanych kompleksów leśnych Europy środkowo-wschodniej. Na terenie tym dominują bory sosnowe i sosnowo-świerkowe, częściowo o charakterze naturalnym. Rozległe obszary, zwłaszcza w południowej części Puszczy, zajmują olsy. Występuje tu również wiele rzadkich zbiorowisk roślinnych o charakterze borealnym, m.in.: świerczyny na torfie, bagienne lasy brzozowo-sosnowe oraz bory bagienne. Największe kompleksy leśne występują nad Rospudą oraz wzdłuż Kanału Augustowskiego. Są one ważnym siedliskiem rzadkich gatunków roślin. Oprócz bagiennych lasów na obszarze ostoi wyróżnić można różnego typu torfowiska m.in. torfowiska w dolinie Rospudy oraz te położone nad jeziorami w ciągu Kanału Augustowskiego. Na terenie ostoi znajduje się jedno z większych torfowisk wysokich w Polsce „Kuriańskie Bagno", w którym wykształciły się rozległe torfowiska mechowiskowe oraz cenne torfowiska nakredowe. Z tym ekosystemem są związane liczne ptaki wodnobłotne. Jest to również ostoja wielu zagrożonych gatunków cennych dla europejskiej przyrody, przede wszystkim rysia i wilka, a także wydry i bobra.

Dolina Biebrzy (PLH200008) w granicach zlewni Biebrzy zajmuje powierzchnię 1119,6 km^2 (całkowita powierzchnia 1212,06 km^2). Jest to szerokie i płaskie obniżenie terenu wypełnione torfem, położone od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów poniżej wysoczyzn: Grodzieńskiej, Sokólskiej, Goniądzkiej, Wysokomazowieckiej i Kolneńskiej. Od północy i północnego wschodu sąsiaduje z sandrami: Augustowskim, Rajgrodzkim i Ełckim. W budowie geomorfologicznej wyróżniono trzy jednostki zwane basenami: północny obejmujący dolinę na wschód od Sztabina, środkowy od Sztabina do Osowca i południowy od Osowca do ujścia Biebrzy do Narwi. Obszar ostoi obejmuje także Basen Wizny. Dominującymi siedliskami są siedliska mokradłowe: zalewane wodami rzecznymi lub podtapiane wodami podziemnymi torfowiska niskie ze zbiorowiskami turzycowymi i turzycowo-mszystymi, corocznie zalewane wodami rzecznymi mułowiska i torfowiska porośnięte szuwarami właściwymi, bagienne olsy, okresowo zalewane przyrzeczne równiny madowe oraz odwodnione i zagospodarowane torfowiska ze zbiorowiskami łąkowymi.

Torfowiska w dolinie rzeki Biebrzy są największym, prawie niezmienionym kompleksem torfowisk dolinnych w Europie. Koryto rzeki charakteryzuje się licznymi meandrami i starorzeczami w różnym stadium zarastania o naturalnym charakterze, które są corocznie zalewane. Długo utrzymujące się zalewy oraz zasilanie wodami podziemnymi sprawia, że duże obszary torfowisk są objęte czynnym procesem torfotwórczym. Obszary te w przeszłości użytkowano w sposób ekstensywny jako łąki i pastwiska. Jednak od kilkudziesięciu lat postępuje tu proces wycofywania się rolnictwa z obszarów podmokłych i niedostępnych, które wskutek sukcesji roślinnej w coraz większym stopniu zarastają krzewami i młodym lasem.

Źródliska Wzgórz Sokólskich (PLH200026), o powierzchni 0,5 km^2, leżą na obszarze gmin Nowy Dwór i Sidra w powiecie sokólskim (woj. podlaskie). Obszar składa się z trzech izolowanych przestrzennie fragmentów, stanowiących wyspy środowiskowe w rolniczym krajobrazie, położonych koło wsi Bieniowce, Nowy Dwór i Makowlany. Każdy fragment obejmuje torfowisko źródliskowe wraz z najbliższym otoczeniem. Mimo wszechobecnych efektów prac odwadniających tutejsze mokradła, stosunkowo ekstensywna gospodarka umożliwiła przetrwanie w granicach Ostoi ekosystemów torfowiskowych o wysokich walorach przyrodniczych. Kopuły źródliskowe rozwijają się w peryferyjnych częściach dolin niewielkich cieków, stanowiących dopływy Sidry (Bieniowce i Makowlany) i górnej Biebrzy (Nowy Dwór). Teren ten jest w większości bezleśny z przewagą bagiennych łąk, jedynie w sąsiedztwie cieków rozwijają się lasy olszowe. Źródliska Wzgórz Sokólskich są położone w obrębie mezoregionu Wzgórza Sokólskie, w dorzeczu górnej Biebrzy i jej lewobrzeżnego dopływu Sidry. Pomimo tego, że obszar ten znajduje się poza zasięgiem ostatniej fazy zlodowacenia, ma wiele cech krajobrazu młodoglacjalnego (liczne kemy, wzniesienia morenowe itd.), co sprzyja obecności źródeł i rozwojowi torfowisk źródliskowych. Kopuły źródliskowe na tym obszarze

osiągają rekordową w skali Polski wysokość (do 7,25 m), a w ich budowie biorą udział martwice wapienne osiągające znaczną miąższość. Pod niewielką, wierzchnią warstwą torfu turzycowego lub mszysto-turzycowego dominuje torf z wytrąceniami wapiennymi, a na większych głębokościach znajdują się osady źródliskowe z osadami wapiennymi. Torfowiska te są zasilane przez wody soligeniczne wydobywające się z okien hydrogeologicznych, znajdujących się w dnach dolin oraz maskowanych pokładami namułów i torfów. Funkcjonowanie większości torfowisk źródliskowych na tym obszarze zaburzono w czasie melioracji w latach sześćdziesiątych XX wieku.

Pozostałe Specjalne Obszary Ochrony Siedlisk to **Ostoja Knyszyńska** (PLH200006), która w granicy zlewni Biebrzy zajmuje powierzchnię 80,0 km^2 (całkowita powierzchnia 1360,84 km^2), **Ostoja Wigierska** (PLH200004) w granicy zlewni Biebrzy o powierzchni 8,4 km^2 (całkowita powierzchnia 160,72 km^2) oraz **Jeleniewo** (PLH200001) w granicy zlewni Biebrzy zajmujący niewielką powierzchnię 0,1 km^2 (całkowita powierzchnia 59,1 km^2).

OBSZARY SPECJALNEJ OCHRONY PTAKW (OSO)

Obszar specjalnej ochrony ptaków (OSO) to obszar wyznaczony, zgodnie z przepisami prawa Unii Europejskiej do ochrony populacji dziko występujących ptaków jednego lub wielu gatunków, w którego granicach ptaki mają korzystne warunki bytowania w ciągu całego życia, w dowolnym jego okresie albo stadium rozwoju (Ustawa o ochronie przyrody, 2004). W granicy obszaru bilansowego zlewni Biebrzy są zlokalizowane, w całości bądź fragmentarycznie, cztery tego typu obszary (Ryc. 31).

Puszcza Borecka (PLB280006) zlokalizowana w północno-zachodniej części obszaru zlewni Biebrzy, zajmuje powierzchnię 142,0 km^2 (całkowita powierzchnia 189,6 km^2). Obszar obejmuje zwarty kompleks leśny Puszczy Boreckiej, w skład którego wchodzą lasy liściaste i mieszane o bardzo zróżnicowanym typie siedliskowym. Duże przestrzenie zajmują drzewostany świerkowe rosnące na siedlisku leśnym. Rzeźba terenu jest mocno zróżnicowana, obniżenia są zajęte przez bagniste typy lasu lub przez otwarte mokradła. Puszczę odwadniają liczne rzeczki, w większości należące do zlewni rzeki Ełk i tylko niewielki jej obszar jest odwadniany przez cieki wpadające do rzeki Gołdapi oraz należące do zlewni Wielkich Jezior Mazurskich. Na obszarze puszczy znajduje się wiele drobnych zbiorników wodnych i kilka niewielkich jezior. Na jej południowo-wschodnim skraju znajduje się zespół jezior, z których największym jest jez. Łaźno. W puszczy znajduje się wiele śródleśnych łąk, niektóre z nich są silnie zawilgocone. Szereg drzewostanów puszczańskich ma naturalny charakter.

Puszcza Augustowska (PLB200002) w granicy zlewni Biebrzy zajmuje powierzchnię 505,8 km^2 (całkowita powierzchnia wynosi 1343,77 km^2) i znajduje się we wschodniej części obszaru zlewni. Swym zasięgiem obejmuje zwarty kompleks Puszczy Augustowskiej, leżącej na pograniczu Równiny Augustowskiej i Kotliny Biebrzańskiej. Obszar ten pokrywają urozmaicone drzewostany (ok. 90% powierzchni), które w wielu fragmentach zachowały naturalny charakter. Przeważają bory, wśród których szczególną uwagę zwracają dobrze zachowane bory wilgotne i bory bagienne. Duże powierzchnie zajmują olsy, miejscami występują dobrze zachowane grądy. Główną rzeką jest Wołkuszanka, uchodząca przez Kanał Augustowski do Niemna. W południowo-zachodniej części obszar obejmuje dolinę Rospudy z jedynym w Polsce stanowiskiem rośliny miodokwiatu krzyżowego.

Ostoja Biebrzańska (PLB200006) w granicy zlewni Biebrzy zajmuje powierzchnię 1408,9 km^2 (całkowita powierzchnia 1485,1 km^2) i jest zlokalizowana w centralnej oraz południowej części obszaru zlewni. Obszar ten stanowi rozległe, zatorfione obniżenie terenu, otoczone wysoczyznami morenowymi i równinami sandrowymi. Jest to obecnie największy kompleks dobrze zachowanych torfowisk niskich w Europie środkowej. Ostoja obejmuje obszar od ujścia Sidry po Narew. Główną rzeką ostoi jest Biebrza. Większe jej dopływy to: Sidra, Netta z kanałem Augustowskim, Brzozówka, Ełk z Jegrznią i Wissa. Biebrza i dolne odcinki jej dopływów regularnie wylewają w okresie wiosennym z czym jest związany strefowy układ roślinności, szczególnie dobrze widoczny w basenie dolnym. Lasy zajmują tu ok. 25% powierzchni ostoi, rosną zarówno na gruntach podmokłych (olsy porzeczkowe i torfowcowe, łęgi olszowo-jesionowe czy bór bagienny), jak też na gruntach mineralnych (bory i grądy). Na całym terenie ostoi występują różne zarośla wierzbowe, w tym wierzby lapońskiej i brzozy niskiej. W ostoi stwierdzono występowanie licznych gatunków ptaków ziemnowodnych oraz drapieżnych, 25 gatunków umieszczono w Polskiej czerwonej księdze zwierząt.

Puszcza Knyszyńska (PLB200003) w granicy zlewni Biebrzy zajmuje powierzchnię 30,5 km^2 (całkowita powierzchnia 1395,9 km^2) i jest zlokalizowana w południowej części obszaru zlewni. Obejmuje Puszczę Knyszyńską – dość silnie rozczłonkowany kompleks leśny, którego wiele fragmentów zachowało jeszcze naturalny charakter.

MOKRADŁA W ZLEWNI BIEBRZY

Istnieje wiele rozmaitych poglądów naukowych oraz definicji obszarów o specyficznej budowie, takich gdzie występuje w krajobrazie przyrodniczym roślinność higrofilna, gdzie ze względu na ukształtowanie warunków hydrologicznych i hydrogeologicznych przez określony czas w roku występuje stały lub okresowy zalew wód, gdzie położenie wód

podziemnych jest bardzo blisko powierzchni terenu, gdzie powstają i akumulują hydrogeniczne utwory glebowe, gdzie występują określone cechy krajobrazu, gdzie…

Rozumienie i jednoznaczne zdefiniowanie tych ekosystemów jest chyba niemożliwe. Dlatego w niniejszym opracowaniu, ze względu na jego regionalny i monograficzny charakter, z ukierunkowaniem na aspekty hydrogeologiczne, przyjęto termin „mokradło". Autorzy zdają sobie sprawę, z wieloznaczności tego terminu, jednak do ogólnej oceny oddziaływań między wodami podziemnymi, a tego typu wydzielonymi obszarami zdecydowano się na ten ogólny termin. Na potrzeby niniejszej pracy wykorzystano opracowania: Dembek, Oświt, 1992; Okruszko, 1992; Dembek i in., 2000; Kosturkiewicz i in., 2002; Miler i in., 2008; Łachacz, 2010; Czerepko, 2011; Okruszko i in., 2011; Jóźwiak2018, 2019; Jóźwiak, Solovey, 2019; Solovey, Jóźwiak, 2019.

Mokradła są kojarzone także z podaniami i legendami. Nadal w sferze baśniowej są siedliskami topielic, wodników, rusałek i in. stworów. Bagna i mokradła, zwłaszcza tak duże jak Biebrzańskie to miejsca, gdzie „lęgnie się złe" i tylko czarownice, baby Jagi czy znachorki zdobywały tam swe zioła.

Kazimierz Przerwa-Tetmajer
Rusałki

Od pól rusałki lecą
we mgłach i wód oparach,
ogniki łapią błędne
po bagnach i moczarach…

Cechami wyróżniającymi siedliska hydrogeniczne czyli siedliska kształtowane przez warunki wodne (potocznie „mokradła") jest akumulacja w nich organicznej masy glebowej oraz stałe występowanie wody. Za stałe występowanie wody można rozumieć zespół procesów powodujących jej dopływ do siedliska oraz przeważający odpływ i parowanie w określonym czasie. Efektem tego procesu jest eliminacja lub znaczące ograniczenie ilości powietrza w strefie glebowej, co z kolei powoduje ograniczenie mineralizacji zakumulowanej substancji organicznej, w następstwie czego następuje akumulacja i przyrost masy organicznej w mokradle. Jest to tzw. faza akumulacji w procesie siedlisk hydrogenicznych.

W przypadku zaistnienia warunków zwiększonego rozchodu wody nad zasilaniem (przychód w bilansie wodnym mokradła) kształtuje się ujemny bilans wodny siedliska i związane z nim obniżenie się stanu jego uwodnienia. Skutkiem jest napowietrzenie warstwy przypowierzchniowej i natężenie procesów mineralizacji masy organicznej, a w konsekwencji jej zanikanie. Jest to faza decesji (ubywania) w rozwoju siedlisk hydrogenicznych (Ryc. 32).

Typ hydrologicznego zasilania (THZ) decyduje o cechach własnych danego mokradła. Najczęściej samo usytuowanie mokradła pozwala na wstępną identyfikację – np. mokradła ombrogeniczne będą zlokalizowane w strefach zasilania, w strefach wyniesionych geomorfologicznie (obszary wysoczyzn), mokradła fluwiogeniczne z kolei będą przeważać na obszarach wydzielonych jako tarasy zalewowe i niższe nadzalewowe dolin rzecznych.

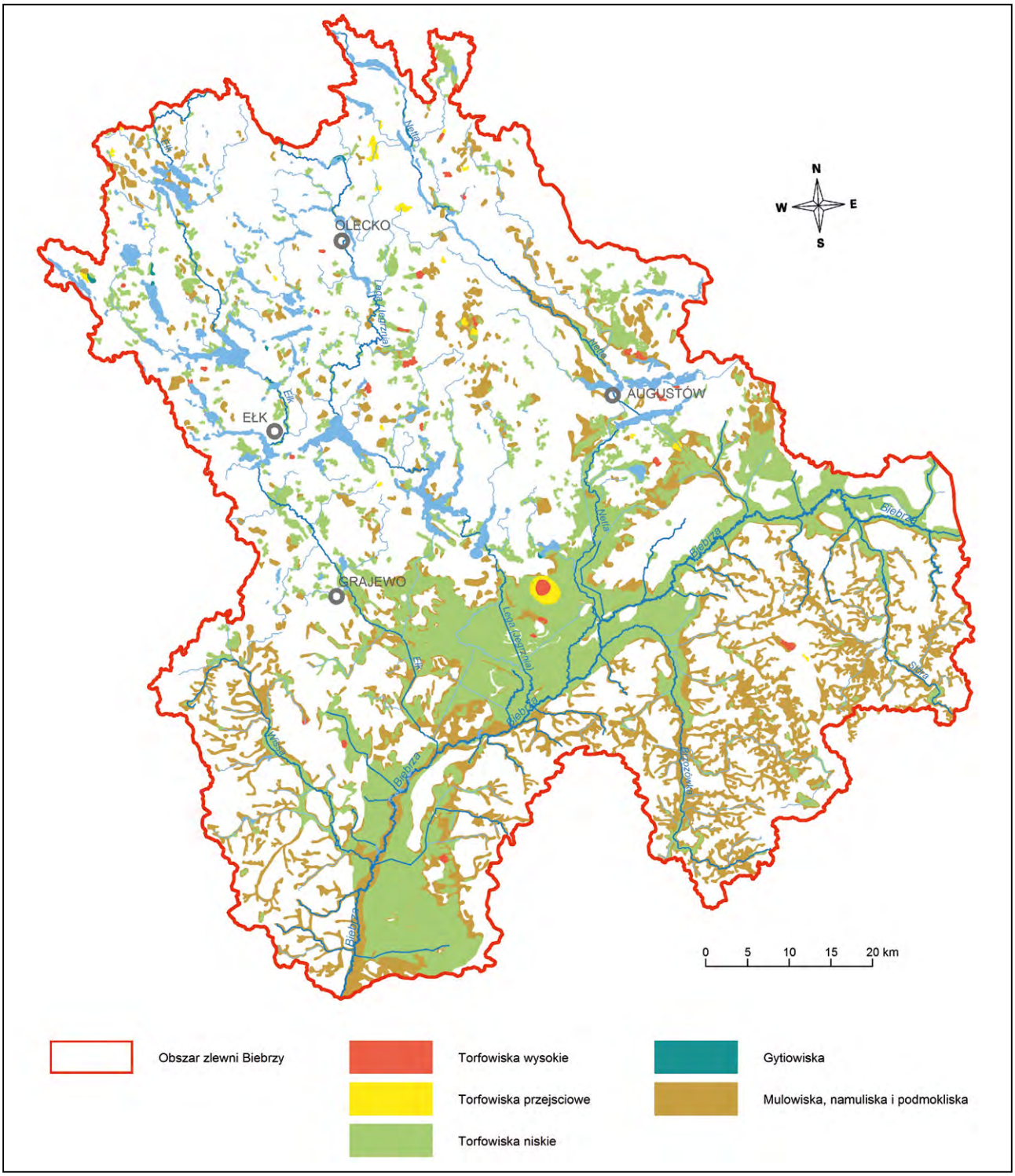
W zależności od warunków zasilania i drenażu wody wyróżnia się mokradła:

- ombrogeniczne – zasilane głównie wodami opadowymi, bezpośrednio lub z niewielkiej zlewni własnej (również spływ powierzchniowy);
- topogeniczne – zasilane przez wody podziemne o powolnym przepływie w obrębie warstwy wodonośnej (bardzo małe i małe nachylenie zwierciadła wód podziemnych);
- soligeniczne – zasilane przez wody podziemne o szybkim przepływie w obrębie warstwy wodonośnej (duże nachylenie zwierciadła wód podziemnych);
- fluwiogeniczne – zasilane przez wody powierzchniowe, najczęściej wody rzeczne.

W strefach zmian warunków hydrogeologicznych, przejść między strefami zasilania, przepływu i drenażu oraz zmianach struktury przepływy na granicach form geomorfologicznych następuje skokowa zmiana warunków hydrogeologicznych. Często znajduje to swoje odzwierciedlenie w pojawianiu się podmokłości, młak, źródeł czy innych typowych przejawów wód podziemnych na powierzchni terenu lub blisko jego powierzchni. Takie zmiany w strukturze krążenia (utrzymywanie się i występowanie wysokich stanów wód podziemnych) mogą wpływać na rodzaj powstających w danym mokradle osadów. Przykładowo przy stosunkowo wysokich stanach wód, niedochodzących do powierzchni terenu w stropowej części mokradła będą dominowały utwory mineralno-organiczne. Dla kontrastu w strefach starorzeczy głównie będą powstawały osady organiczne z naniesioną okresowymi spływami materią mineralną.

Prędkość, rodzaj i sposób drenażu wód z mokradła będzie warunkować z kolei jego istnienie i rozwój. Położenie zwierciadła wód podziemnych w przypadku mokradeł przepływowych (topogenicznych i soligenicznych) będzie warunkowało ich osuszanie. Analogicznie procesy parowania w mokradłach ombrogenicznych. Mokradła fluwiogeniczne są najmniej czułe na tego typu oddziaływania ze względu na położenia zazwyczaj na obszarze stref drenażu zlewni rzecznej.

Na stan i dynamikę uwodnienia mokradła w dominującym stopniu wpływa położenie zwierciadła wody podziemnej. Można rozpatrywać to zarówno w aspekcie czasowym (długość czasu trwania stanów wysokich), jak i samej wysokości stanów (czy przejawiają się tylko w kontakcie lateralnym z misą mokradła i/lub pojawienia się wód podziemnych niemal na powierzchni terenu tworząc lokalne wysięki, młaki i źródła). Bezpośrednio wpłynie to na rozwój konkretnych zespołów zbiorowisk roślinnych oraz rozwój utworów glebowych i ukierunkowania procesów działających w aktywnej części mokradła. Położenie zwierciadła wody w okresie wegetacyjnym wpływa bezpośrednio na rodzaj powstających utworów glebowych w warstwie korzeniowej. Dodatkowo położenie zwierciadła wody wpływa na stopień rozkładu torfu lub rodzaj murszu.



Ryc. 32. Mokradła o powierzchni powyżej 10 ha (Ekosystemy…, 2009)

Zmieniające się w skali wieloletniej położenie zwierciadła wód, pojawianie się i zanikanie zalewów, zwiększanie lub zmniejszanie wysokości opadów będą powodować znaczące zmiany, w stropowych, aktywnych strefach mokradeł. Dotyczyć to będzie zarówno zmian w natężeniu rozkładu akumulowanej substancji organicznej, zmian fizyczno-chemicznych zachodzących na torfowisku, jak i zmian zbiorowisk roślinnych. Z hydrogeologicznego punktu widzenia, najbardziej niekorzystne jest stałe w wieloleciu obniżanie zwierciadła wód podziemnych. Spowoduje to rozwój procesów murszenia (murszenie – proces biochemiczny polegający na rozkładzie (mineralizacji) materii organicznej, zachodzący głównie w torfach i im podobnych utworach).

Sam proces murszenia jest efektem osuszania gleb wywołanego w sposób naturalny lub sztuczny. Proces ten może również zachodzić w glebach semihydrogenicznych, w któ-

rych występują duże wahania poziomu wód gruntowych. W procesie murszenia zakłada się, że od 75% do 80% substancji organicznej ulega procesom mineralizacji, a pozostała reszta przekształca się w związki próchnicze. Proces mineralizacji jest połączony z wytworzeniem się w efekcie końcowym prostych związków mineralnych – głównie jonowych np. CO_2, NH_3, Ca^{2+}, K^+, SO_4^{2-}, HPO_4^- i in. W zależności od warunków hydrogeologicznych możemy mieć do czynienia z procesem butwienia lub gnicia.

MOKRADŁA OMBROGENICZNE

Geneza i rozwój mokradeł ombrogenicznych w przeważającej części są przywiązane do genezy formy geomorfologicznej w obrębie której występują. Drugim co do ważności czynnikiem wpływającym na ich rozwój jest działalność wód oddziaływujących na przypowierzchniowe warstwy gruntu – głównie wody opadowe. Trzecim – oddziaływanie środowiska biotycznego. Cechami charakterystycznymi tego rodzaju mokradeł są ich oligotroficzność oraz dominacja roślinności wysokotorfowiskowej (głównie mchy torfowce). Typowym przejawem wśród tego typu mokradeł są torfowiska wysokie i torfowiska kopułowe.

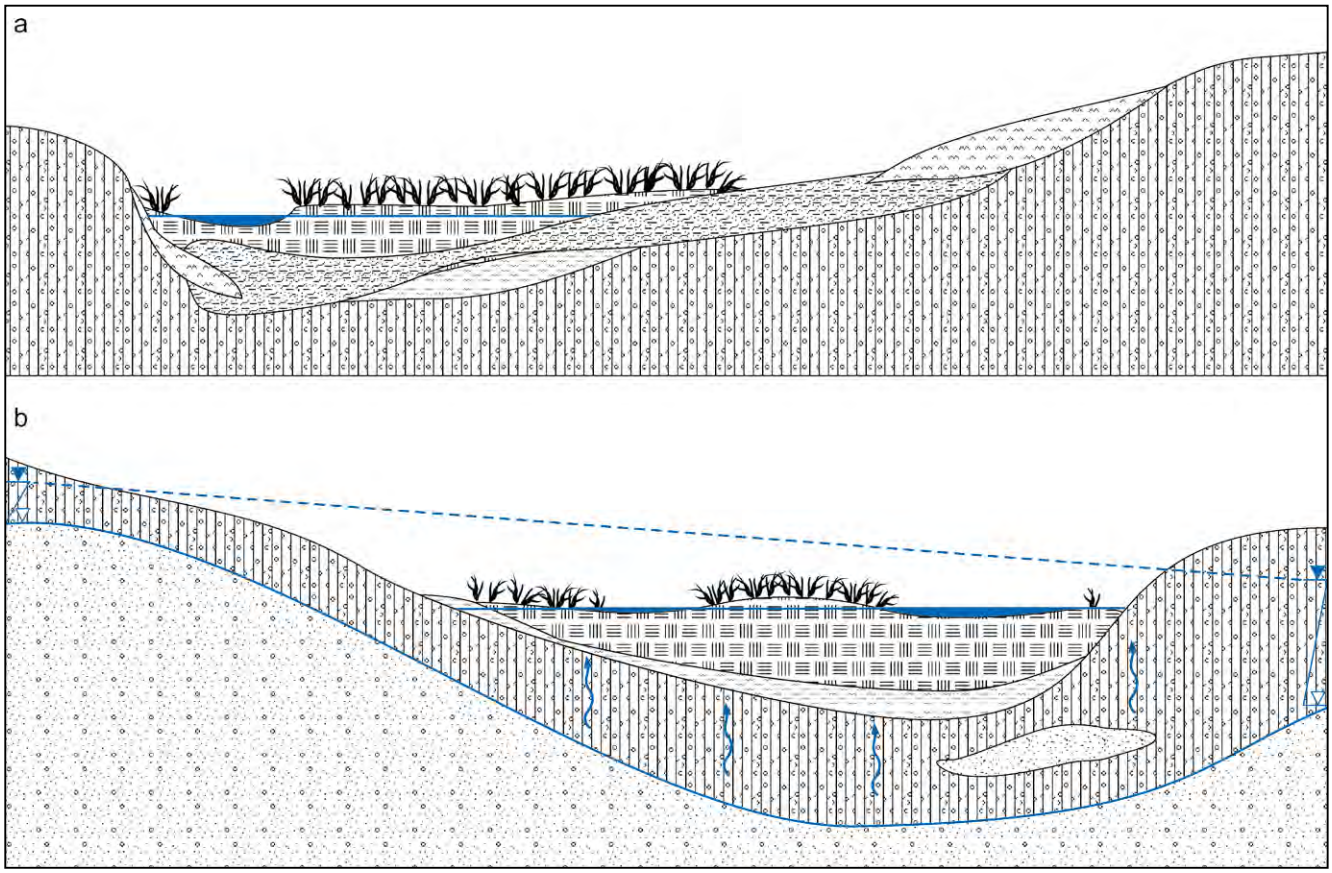
Mokradła ombrogeniczne w obszarach wysoczyznowych

Mokradła ombrogeniczne w obszarach wysoczyznowych (zbudowanych w przeważającej części z glin lodowcowych) różnicują się w zależności od budowy litologicznej utworów przypowierzchniowych. Czynnikiem wspólnym jest istnienie warstwy nieprzepuszczalnej ($k < 1 \cdot 10^{-8}$ m/s) wykształconej genetycznie jako gliny ([1] o genezie lodowcowej – zwałowe, z odłożenia, z odkłucia, spływowe itp.; [2] o genezie koluwialnej). Niezależnie od występowania w podłożu pakietów glin lodowcowych, sam, nierównomiernie przebiegający proces deglacjacji przyczynił się do powstania wysoczyzn polodowcowych o urozmaiconej topografii.

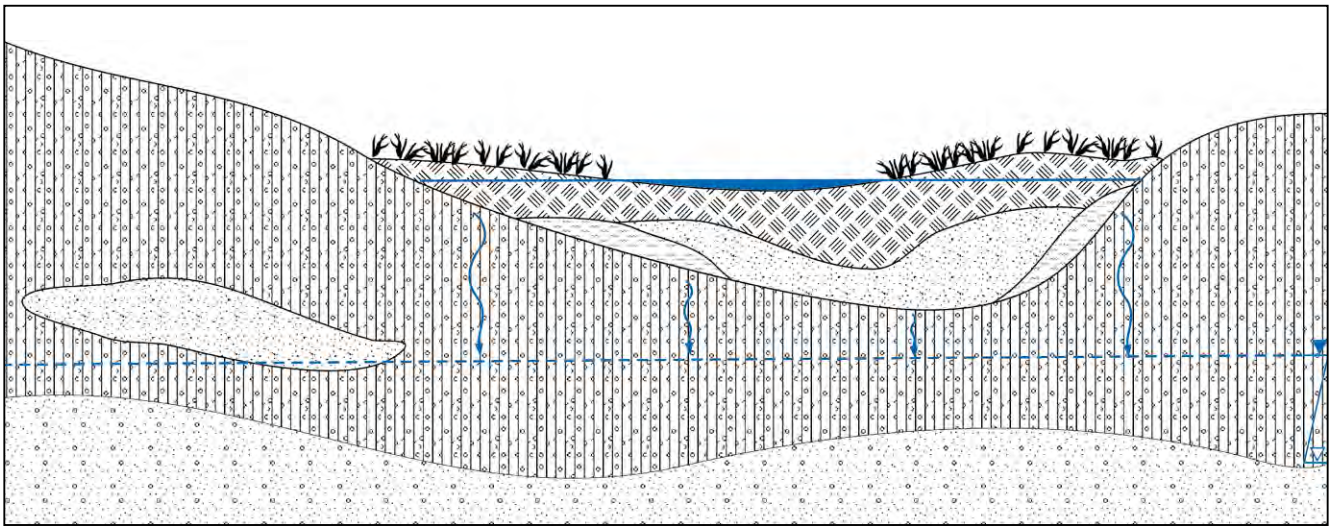
Warunkiem różnicującym rozwój mokradła jest zatem zróżnicowanie przypowierzchniowej budowy geologicznej. W takim przypadku można wydzielić trzy podstawowe schematy hydrogeologiczne:

- **mokradła na glinach oraz glinach z dobrze przemytą warstwą przypowierzchniową** (Ryc. 33).

Bezpośrednią przyczyną powstania mokradeł tego typu jest istnienie pierwotnego zagłębienia morfologicznego (misy), która w pierwszym okresie swojego rozwoju funkcjonuje jako klasyczne zagłębienie bezodpływowe z własną zlewnią powierzchniową. Rozwój procesów erozji oraz spływ powierzchniowy powoduje stopniowe uruchomienie procesów spełzywania (soliflukcja i kongeliflukcja) oraz spływania. W efekcie tego następuje dodatkowe uszczelnienie dna zagłębienia morfologicznego osadami nieprzepuszczalnymi o niewielkiej miąższości. W partiach stokowych rozwój procesów spływania powoduje złożenie pewnych ilości piasków drobnoziarnistych, pyłów i piasków gliniastych uformowanych w mikrokorytach. Zwiększa to w skali



Ryc. 33. Mokradła ombrogeniczne – na glinach (objaśnienia symboli na rycinie 36)



Ryc. 34. Mokradła ombrogeniczne – na piaskach podścielonych warstwą glin (objaśnienia symboli na rycinie 36)

czasu efekt dopływu wód powierzchniowych (spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy) do zagłębienia. Powiększająca swój rozmiar i miąższość w obszarze dna misy warstwa osadów nieprzepuszczalnych dodatkowo utrudnia możliwość infiltracji wód opadowych w głąb strefy aeracji. Z czasem na dnie zagłębienia zaczyna rozwijać się zbiornik wód powierzchniowych z bogatą szatą roślinną i tworzy się mokradło. W centralnej części mokradła dominują osady organiczne, ku jego brzegom, w składzie utworów należy spodziewać się rosnącego udziału frakcji mineralnych (osady mineralno-organiczne). W przypadku mokradeł rozwijających się na pakietach dobrze przemytych glin, w strefie powierzchniowej terenu występuje warstwa piasków drobnych, pylastych, lokalnie średnioziarnistych. Warstwa ta spełnia rolę drenu doprowadzającego wody opadowe do mokradła.

W schemacie obiegu wody w mokradle należy wziąć pod uwagę opady, parowanie, odpływ i retencję. Proces *zasilania* wód podziemnych w interesującym nas obszarze jest związany ze zróżnicowaną infiltracją wód opadowych i roztopowych oraz ich spływem w kierunku misy mokradła. *Drenaż* wód ma charakter bardziej złożony i związany zarówno z wykorzystywaniem wody na potrzeby roślinności (ewapotranspiracja obszarowa), jak i parowaniem ze swobodnej powierzchni wody. Składnikiem drenażu wód o stosunkowo niskiej randze jest infiltracja wód w głąb strefy aeracji. Jest on trudny do oszacowania, z powodu dużej zmienności wartości współczynnika filtracji pionowej glin lodowcowych. Należy jednak przyjąć, że na skutek stałej infiltracji wód w głąb profilu gruntowego pod mokradłem wytworzy się strefa całkowicie nawodnionych gruntów (Ryc. 33a).

W *układzie krążenia* wód należy uwzględnić dwa systemy krążenia wód podziemnych: system regionalny/pośredni, obejmujący przepływ wód w głębszych warstwach wodonośnych i system płytki, lokalny, obejmujący przypowierzchniowe utwory i najpłytsze warstwy wodonośne. W naszych warunkach klimatycznych wody powierzchniowe drenują wody podziemne i to zarówno wody przypowierzchniowych horyzontów wodonośnych, jak i głębiej występujące wody naporowe. Położenie mokradeł w lokalnym polu hydrodynamicznym może spowodować potencjalny drenaż wód mokradła w głąb osadów podścielających (Ryc. 33a) lub w warstwach o zwierciadle naporowym ich ascenzyjne zasilanie (Ryc. 33b).

W tego typu strukturach przepływ wody w obrębie mokradła jest niewielki co spowoduje wyraźną stratyfikację pionową wód – w efekcie mogą powstawać np. wyłącznie torfowiska wysokie o niskim pH i niskiej mineralizacji wód.

- **mokradła na piaskach podścielonych płytko leżącymi osadami gliniastymi** (Ryc. 34).

Bezpośrednią genezą mokradła jest wypełnienie w czasie deglacjacji obszaru zagłębienia morfologicznego osadami piaszczystymi niesionymi przez wody odpływające od strony zanikającego lodowca. Wody te poza działalnością akumulacyjną i transportową, erodowały powierzchnię terenu żłobiąc koryta. W efekcie ich działalności mogły powstawać mokradła o niewielkiej miąższości w utworzonych zagłębieniach w powierzchni wysoczyzn polodowcowych (Ryc. 34). Ewolucja takiej formy geomorfologicznej będzie zależała od geometrii zagłębienia. W przypadku pozostałości starych szlaków odpływu wód możemy zaobserwować niewielki odpływ wód powierzchniowych i podziemnych zgodny z nachyleniem terenu.

W formach zbliżonych do klasycznych zagłębień bezodpływowych o przeważającym kierunku dopływu wód obserwujemy w litologii pewną strefowość sedymentacyjną. Zawsze jednak w profilu pionowym piasków wyodrębniamy laminy ilasto-pylaste z okresów o zmniejszonym przepływie. W obrębie mokradeł tego typu swobodne zwierciadło wód podziemnych występuje na niewielkiej głębokości w pakiecie osadów organicznych. Rozwój procesów erozji w niewypełnionej materią organiczną misie może spowodować przenoszenie najdrobniejszych frakcji ku centralnym częściom zagłębienia, tworząc powierzchniowe przewarstwienie o frakcjach pylastych. Należy również wziąć pod uwagę możliwość sporadycznego, okresowego działania procesów erozji eolicznej.

Cały kompleks piaszczysty ma znaczne możliwości retencjonowania wody (mała zasobność i duża odnawialność) oraz jej przewodzenia (wysoka wartość współczynnika filtracji – $k > 1 \cdot 10^{-6}$ m/s) w częściach spągowych. Przy stałym zasilaniu wodami opadowymi szybko powstaje płytki zbiornik wód powierzchniowych, w którym rozwija się roślinność wodolubna.

Proces *zasilania* wód mokradła jest efektem retencjonowania wód opadowych w warstwie piaszczystej. *Drenaż* wód ma charakter zbliżony do opisanych wyżej mokradeł na glinach oraz glinach z dobrze przemytą warstwą przypowierzchniową. Głównym czynnikiem stojącym po ujemnej stronie bilansu wodnego jest proces ewapotranspiracji obszarowej oraz parowania ze swobodnej powierzchni wody. Wzrośnie tutaj natomiast znacznie element parowania z powierzchni swobodnego zwierciadła wody i ucieczki pary wodnej ze strefy aeracji do atmosfery. Mniejsze znaczenie będzie miał proces infiltracji w głąb strefy aeracji.

W *układzie krążenia wód* należy głównie uwzględnić przepływ w obrębie piasków podściełających mokradło. Geometria tej warstwy warunkuje prędkość i kierunek przepływu wód w spągu mokradła. Jest to już zaznaczający się system lokalny o niewielkiej miąższości. Położenie mokradła w lokalnym polu hydrodynamicznym może spowodować potencjalny drenaż wód mokradła w głąb osadów podścielających lub w przy warstwach o zwierciadle naporowym jego ascenzyjne zasilanie.

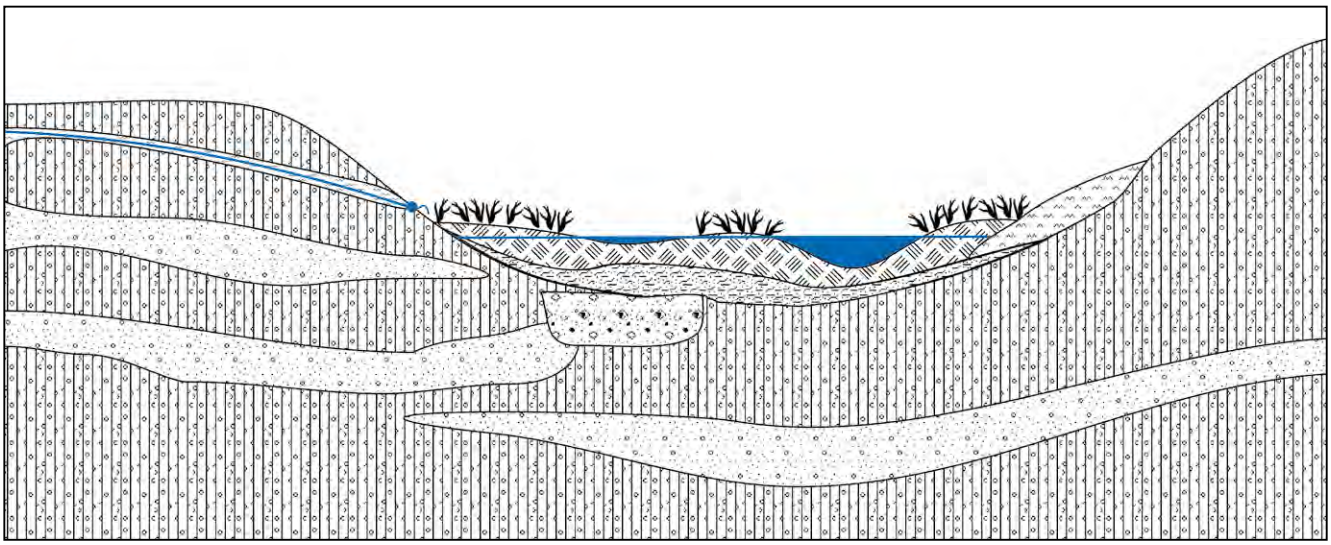
Należy zwrócić uwagę, że w tym typie mokradeł mogą już występować wyraźnie przepływy powodujące wnoszenie w głąb mokradła większej zawartości tlenu, zwiększenie mineralizacji wód i wzrost pH. W efekcie końcowym rozkład materii organicznej będzie przyspieszony.

- **mokradła wykształcone w warunkach niejednorodnej budowy geologicznej** (Ryc. 35).

Mokradła tego typu powstają w warunkach niemal analogicznych jako opisane wcześniej. Cechą charakterystyczną odróżniającą je jest istnienie w stropowej części glin wielu mniej lub bardziej nieciągłych przewarstwień o charakterze piaszczystym (od piasków gliniastych po żwiry) (Ryc. 35). Taki typ budowy jest związany m.in. fazami recesyjnymi, kiedy to od strony topniejącego lodowca odpływa duża ilość wód niosących materiał o grubszej frakcji. Następuje wówczas rozmywanie oraz erozja wodna przypowierzchniowej warstwy glin. Oscylacyjne ruchy lodowca mogą pokrywać powstające pokrywy piaszczyste kolejnymi warstwami glin o zróżnicowanej miąższości. W efekcie tak działających procesów powstaje swoista mieszanka warstw o zróżnicowanej genezie (glacjalnej, fluwioglacjalnej i rzecznej). W budowie geologicznej obserwujemy wówczas skomplikowane stosunki między poszczególnymi przewarstwieniami. Mogą się pojawiać również formy charakterystyczne dla klimatu peryglacjalnego (deformacje krioturbacyjne).

Taki układ warstw tworzy bardzo skomplikowane warunki hydrogeologiczne. Wzmożenie procesów deglacjacji obszaru i rozwój procesów erozji powoduje stopniowe uruchomienie procesów spełzywania, spływania oraz pojawiania się sieci cieków okresowych wraz z formowaniem stałej sieci rzecznej. Taki złożony typ budowy geologicznej powstaje również przy wytapianiu się bloków lodu lodowcowego całkowicie zagrzebanych w osadach. Po wytopieniu się lodu powstaje płytka niecka, która zostaje wypełniona zaburzonymi osadami pokrywającymi wcześniej lód. Rozwój procesów wietrzenia powoduje zmywanie najdrobniejszych frakcji ku obniżeniom morfologicznym, tworząc tam nieciągłe warstwy o niskiej wodoprzepuszczalności. Jednocześnie z tworzeniem pakietów nieprzepuszczalnych powstaje pokrywa glebowa.

Utworzone uszczelnienie dna zagłębienia sprzyja przechwytywaniu i retencjonowaniu wód powierzchniowych. W zależności od połączeń między przewarstwieniami piaszczystymi będą one drenowały lub zasilały zagłębienie bezodpływowe. W przypadku przewagi drenażu bilans wodny takiego zagłębienia jest ujemny i nie istnieją warunki hydrogeologiczne niezbędne do utrzymania ilości wód potrzebnych do inicjacji rozwoju procesów mokradłowych. W sytuacji odwrotnej, ilość wody jest zupełnie wystarczająca do



Ryc. 35. Mokradła ombrogeniczne – niejednorodna budowa geologiczna (objaśnienia symboli na rycinie 36)

rozwoju roślinności wodolubnej, a z czasem do powstania procesów torfotwórczych.

Proces *zasilania* ukierunkowany jest dwutorowo. Obserwujemy tu dwa równoważne źródła zasilania: [1] wody opadowe i roztopowe zasilają mokradło w okresie wiosennym i jesiennym; [2] wody podziemne – zasilają mokradło w okresie letnim, nawet przy stosunkowo niskich stanach wód podziemnych. Zasilanie to, w zależności do stopnia skomplikowania budowy, odbywa się poprzez wznios kapilarny lub przez ascenzyjne podnoszenie się zwierciadła wód podziemnych. Spływ descensyjny i zasilanie np. poprzez źródła w okresach niskich stanów wód podziemnych można zmarginalizować. *Drenaż* wód jest związany z wykorzystywaniem wody na potrzeby roślinności (ewapotranspiracja obszarowa) oraz parowaniem ze swobodnej powierzchni wody. Możliwe jest także okresowe wzmożone przesączanie wód zawartych w mokradle do piaszczystych przewarstwień strefy aeracji.

W *układzie krążenia wód* przeważa system lokalny, którego bezpośrednią strefą drenażu będzie właśnie mokradło. Istotnym problemem mogą być często występujące w takich warunkach hydrogeologicznych okna hydrogeologiczne. W obrębie okien wystąpią wówczas połączenia między systemem lokalnego i pośredniego krążenia. Wówczas o kierunku przepływu wody (z systemu pośredniego do lokalnego lub odwrotnie) decyduje ciśnienie wód w układzie krążenia systemu pośredniego (w strefie zasilania systemu pośredniego rozkład ciśnień wskazuje w większości przypadków na ucieczkę wód z mokradła). Przepływ wód w obrębie mokradła ma głównie składową lateralną. Lokalnie, gdy w podłożu występują struktury wypełnione osadami piaszczystymi, można wyodrębnić wyraźne pionowe przepływy.

W takich strukturach obserwujemy wyraźne przepływy wód w obrębie struktury w kierunku lokalnych baz drenażu. Zanika stratyfikacja pionowa wód mokradła. W jego warstwach spągowych zawartość tlenu, mineralizacja wód jest zbliżona do chemizmu wód pierwszej warstwy wodonośnej (lub chemizmu wód w izolowanych soczewkach piaszczystych).

Mokradła ombrogeniczne w sandrach, polach drumlinów i ozach

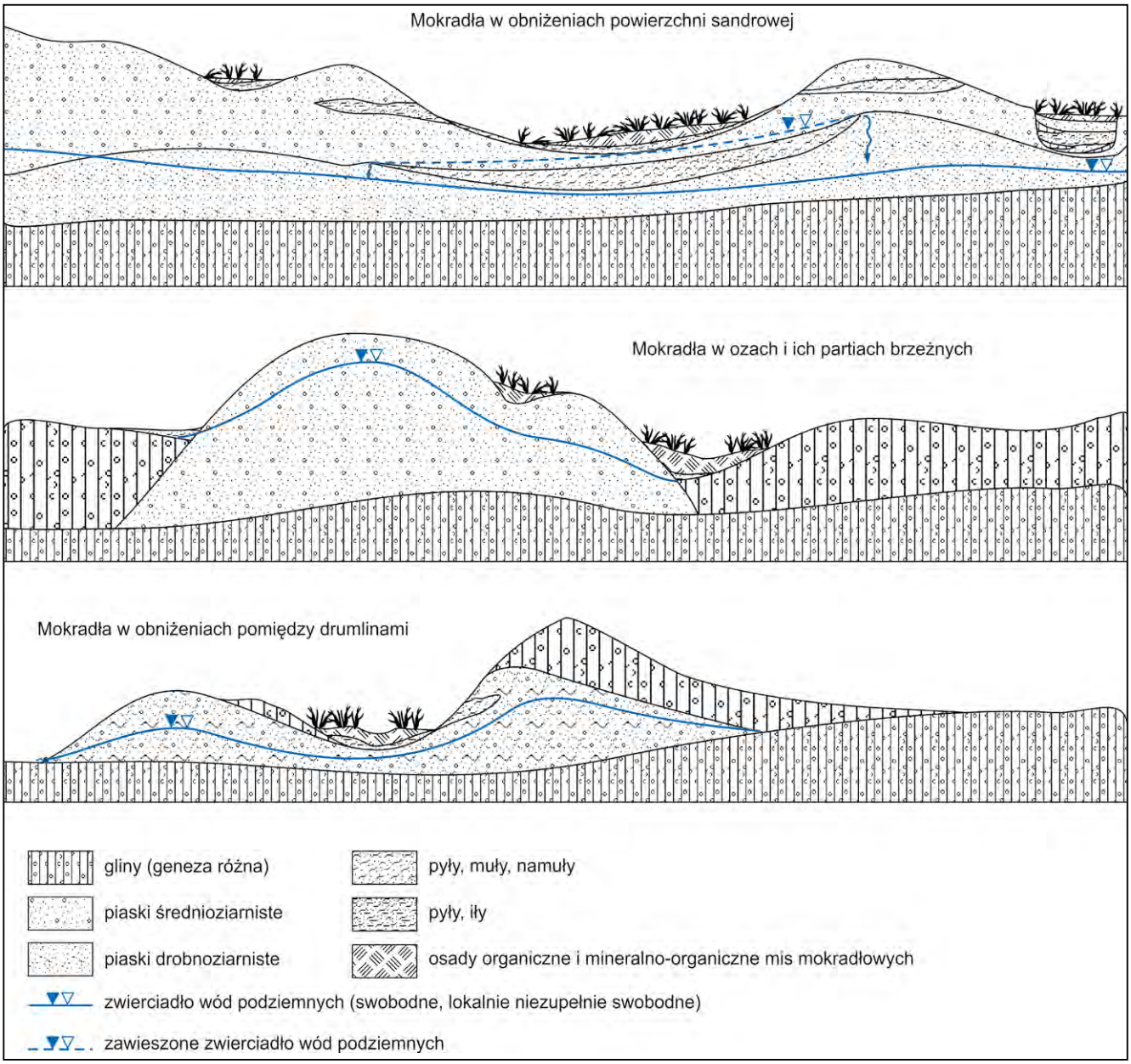
Powstawanie mokradeł ombrogenicznych w obrębie sandrów, drumlinów czy ozów jest bardzo utrudnione z uwagi na materiał, z którego struktury takie są tworzone. Przeważają frakcje piaszczyste, dzięki którym osady te charakteryzują się wysoką wodoprzepuszczalnością ($k > 10^{-5}$ m/s) (Ryc. 36). Drugim niekorzystnym czynnikiem do powstawania mokradeł tego typu jest duża zdolność utworów do oddawania wody.

Mokradła ombrogeniczne w strefie sandrowej mogą powstawać w stropowych częściach sandrów, wysoko ponad zwierciadłem wód pierwszego poziomu wodonośnego. Morfogenetycznie są przywiązane do zagłębień bezodpływowych lub poziomów zawieszonych. Warunkiem koniecznym jest pokrycie w końcowej fazie recesji lodowca (schyłkowe etapy odpływu wód sprzed czoła lodowca) powierzchni terenu osadami o niskiej przepuszczalności (piaski pylaste, pyły i iły). Osady te niesione przez strumienie wodne o niewielkiej energii utworzą warstwę izolacyjną, pozwalającą na powstanie powierzchniowych zbiorników wodnych o niewielkich głębokościach. Zbiorniki takie, po ustąpieniu warunków charakterystycznych dla klimatu peryglacjalnego są bardzo szybko zarośnięte przez roślinność typową dla zbiorników jeziornych polimiktycznych. Bezpośrednia geneza mokradeł ombrogenicznych jest więc związana z zanikaniem płytkich, rozległych jezior. W niektórych przypadkach geneza mokradeł może być powiązana z bryłami martwego lodu wytapiającymi się po ustąpieniu lodowca. Istniejące pod bryłą zagłębienie jest izolowane od podłoża osadami o charakterze gliniastym, utrudniając infiltrację wód w głębsze partie struktury. W drumlinach i ozach niewielkie mokradła mogą powstawać w strefach undulacji osi podłużnej tych struktur, przy jednoczasowym złożeniu w tych obniżeniach osadów słabo przepuszczalnych. W strukturach pól drumlinów mokradła tego typu mogą się pojawić w obniżeniach między sąsiadującymi drumlinami. Wówczas budowa podłoża będzie warunkowała powstanie mokradeł ombrogenicznych lub topogenicznych. Niezależnie jednak od morfogenezy misy mokradła stałą cechą wspólną istnienia ich na obszarach zbudowanych z piasków jest istnienie na powierzchni terenu lub w strefie przypowierzchniowej pakietu osadów utrudniających infiltrację wód w głąb profilu strefy aeracji.

Wielkość *zasilania* jest w takich przypadkach wyłącznie funkcją wielkości opadów. Spływ powierzchniowy spoza obszaru objętego występowaniem osadów słabo przepuszczalnych można zminimalizować ze względu na znaczną infiltrację opadu w głąb strefy aeracji. Głębsze położenie zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego (zazwyczaj o charakterze swobodnym lub niezupełnie swobodnym) uniemożliwia w dużym stopniu zasilanie lateralne mokradła. Główną składową zasilania jest zatem retencjonowanie wód w okresie roztopów. Deszcze letnie i jesienne jedynie w części pokrywają ujemne wartości bilansu wodnego mokradła z okresu wegetacyjnego. *Drenaż* wód jest związany z ewapotranspiracją obszarową oraz parowaniem ze swobodnej powierzchni wody. Ważną składową w drenażu jest przesączanie wód zawartych w mokradle do strefy saturacji. Wielkość tej części drenażu jest mniej więcej stała w okresie wiosna–jesień. Ograniczeniu natomiast podlega w okresie zimowym na skutek przemarzania gruntu.

W *układzie krążenia wód* trudno dla takiej struktury wskazać istnienie systemu lokalnego. Zawieszenie mokradła nad swobodnym zwierciadłem wód podziemnych pierwszej warstwy wodonośnej można utożsamiać z przewarstwieniem w obrębie warstwy wodonośnej utrudniającym przepływ pionowy wód. Przepływ wód w obrębie mokradła ma wyraźną składową pionową.

Mokradła w takich strukturach charakteryzują się niewielkimi rozmiarami i małą miąższością osadów organicznych. Z uwagi na małą miąższość osadów stratyfikacja pionowa wód jest nieznaczna. Wraz z głębokością rośnie mineralizacja wód, ich barwa, zawartość węgla organicznego oraz spada zawartość tlenu.



Ryc. 36. Mokradła ombrogeniczne w sandrach, ozach i drumlinach

Mokradła ombrogeniczne w pradolinach i dolinach rzecznych

Mokradła ombrogeniczne w pradolinach i dolinach rzecznych – w strukturach utworzonych głównie w wyniku akumulacyjnej działalności wód fluwioglacjalnych oraz działalności rzek.

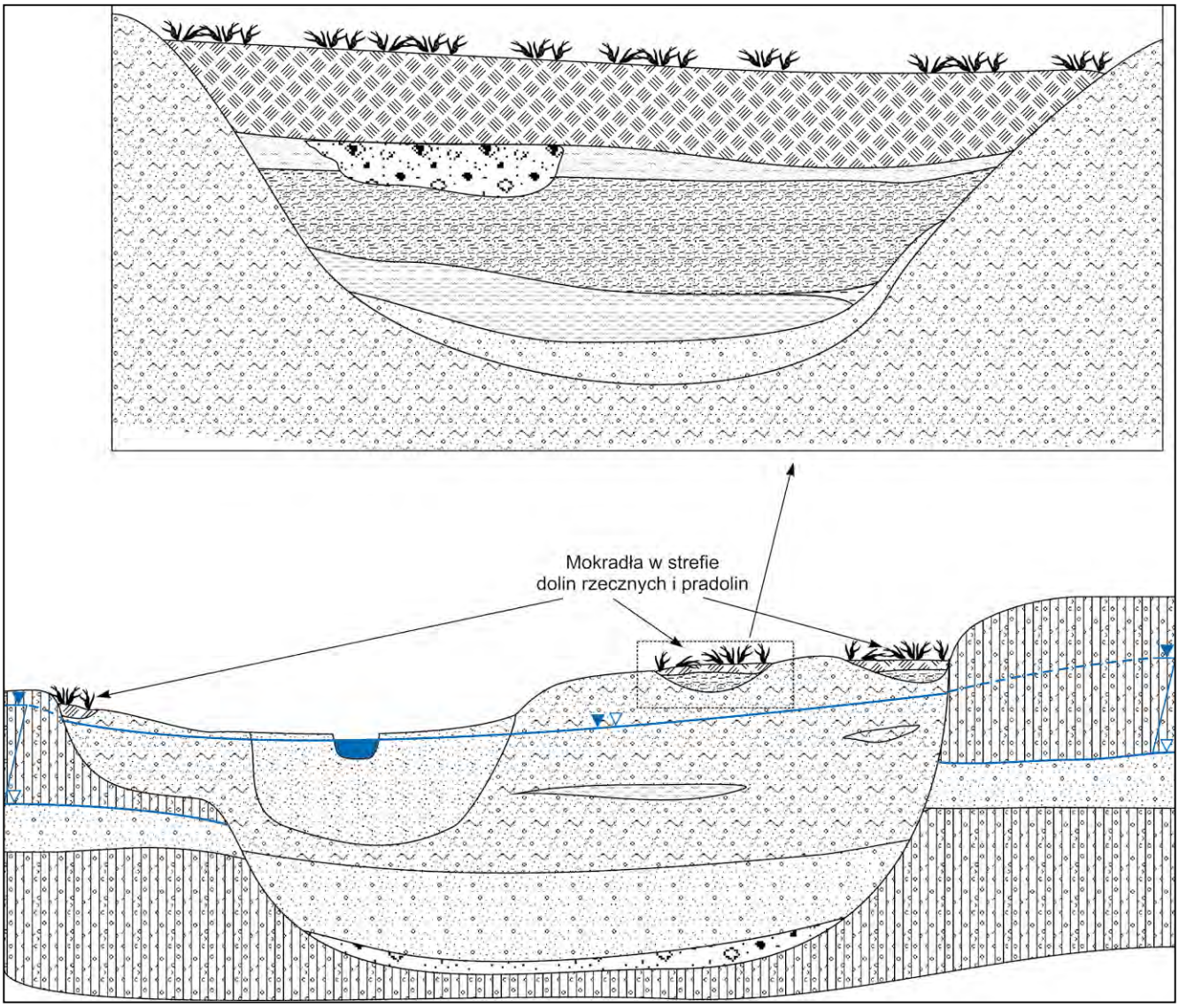
Powstawanie mokradeł ombrogenicznych w obrębie pradolin oraz dolin rzecznych jest utrudnione z uwagi na uwarunkowania morfogenetyczne powstawania tego typu struktur. W przypadku pradolin procesy fluwialne prowadzą do wytworzenia płaskodennych dolin, nierzadko na kontakcie z powierzchniami sandrowymi. Pradoliny na skutek swojej morfogenezy charakteryzują się zmniejszonymi możliwościami do rozwoju erozji dennej – w efekcie istnienia wieloletniej zmarzliny. W takich warunkach klimatyczno-geomorfologicznych przeważa erozja boczna oraz pojawiająca się w okresach cieplejszych teromerozja (termokras). Okresowe zmiany w natężeniu odpływu wód od czoła lodowca oraz ilość wód doprowadzanych z przeciwnej strony rzekami prowadzą do wytworzenia tarasów erozyjno-akumulacyjnych. Powierzchnia tarasów jest pokryta osadami rzek roztopowych (odpowiednik facji korytowych) oraz madami i namułami (odpowiednik facji roztopowych).

Morfologicznie powierzchnia tarasów charakteryzuje się wieloma wydłużonymi zagłębieniami o ostrym erozyjnym profilu poprzecznym. Zagłębienia te przy spadku objętości odpływu wód są wypełniane namułami i madami. W takich warunkach tworzą się złożone układy geologiczne pakietów piasków przewarstwione osadami pylastymi. Osady pyłów, namułów i mad warunkują utrzymywanie blisko powierzchni terenu pewnej ilości wody. Skutkuje to pojawianiem się

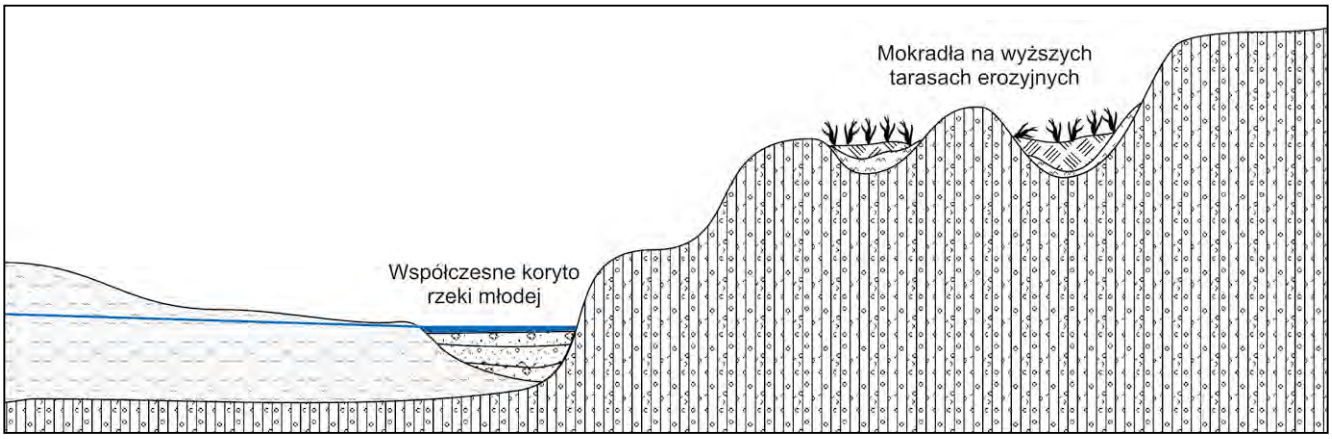
roślinności i rozwojem procesów torfotwórczych (również, w specyficznych warunkach gytii). Należy zwrócić uwagę na nieciągłość takich poziomów słabo przepuszczalnych oraz na tworzenie przez nie form o charakterze wydłużonych mis. Powstawanie mokradeł ombrogenicznych w strukturach pradolinnych jest możliwe przy spełnieniu kilku warunków: [1] w czasie powstawania pradoliny wody dopływające do niej muszą płynąć odnogami rzek o charakterze roztopowym; [2] muszą istnieć oscylacje w natężeniu przepływu wód, prowadząc do częstych zmian koryta; [3] w okresach zimniejszych są odkładane osady o frakcji pyłowej i iłowej tworząc mady oraz namuły o stosunkowo dużej rozciągłości i niemal horyzontalnym ułożeniu. Żeby mogło w takiej strukturze powstać mokradło ombrogeniczne poziom wód podziemnych musi być niższy niż w okresie formowania się struktury. Przy wysokich stanach wód podziemnych pojawia się lateralny przepływ wód podziemnych, prowadząc do powstawania mokradeł topogenicznych i soligenicznych (Ryc. 37). W dnie mis torfowiskowych należy spodziewać się poza nieciągłymi warstwami namułów i mad, także gytii. W takich strukturach przeważa typowy proces torfotwórczy.

W przypadku dolin rzecznych rzek młodych mogą pojawić się mokradła ombrogeniczne w wyższych partiach tarasów erozyjnych (Ryc. 38). Powstają one w efekcie tworzenia tarasów erozyjnych w początkowym okresie formowania doliny rzecznej. Przesuwanie się koryta rzeki prowadzi do zróżnicowania morfologii tarasu i wytworzenia zagłębień o genezie erozyjnej w skałach podłoża (charakterystycznych dla rzek młodych). Powstałe zagłębienie może zostać porzucone i stać się typowym zagłębieniem bezodpływowym i późniejszym torfowiskiem. Powstałe w ten sposób torfowiska ombrogeniczne są zawieszone wysoko nad współczesnymi dolinami rzek.

Procesy *zasilania* w strefach pradolin i dolin rzecznych są zależne od wielkości opadów atmosferycznych, podrzędnie od spływu powierzchniowego. Tu również wysokie stany wód podziemnych mogą spowodować lateralne zasilanie ob-szaru mokradeł. Pojedyncze, nawet coroczne impulsy tego



Ryc. 37. Mokradła ombrogeniczne w pradolinach i dolinach rzecznych (objaśnienia symboli na rycinie 36)



Ryc. 38. Mokradła ombrogeniczne w wyższych tarasach erozyjnych (objaśnienia symboli na rycinie 36)

typu nie zmienią charakteru mokradła. Jednak wysokie, długotrwale utrzymujące się stany wód podziemnych zmienią jego charakter na ombrogeniczno-topogeniczny lub nawet soligeniczny. Zasilanie jest rozciągniętym w czasie procesem retencjonowania wód w okresie roztopowym (należy wziąć pod uwagę doprowadzanie także wód mikrokorytami po powierzchni terenu). Deszcze półrocza letniego w bilansie wodnym uzupełniają jedynie niedobór wilgoci przypowierzchniowej warstwy mokradła.

Drenaż wód uwarunkowany jest wielkością ewapotranspiracji obszarowej, parowaniem ze swobodnej powierzchni wody oraz odpływem wód przez spąg mokradła. Odpływ wód przez spąg w głąb profilu gruntowego zależy od wykształcenia litologicznego osadów wyściełających czaszę zagłębienia. Wielkość tej części drenażu jest mniej więcej stała z uwagi na niewielkie zmiany w położeniu zwierciadła wody w obrębie mokradła. W *układzie krążenia wód* zagłębienie stanowił lokalną bazę drenażu w skali mikro. Nadmiar wody może odsączać się z mokradła w postaci podmokłości i młak zgodnie z nachyleniem terenu. Przepływ wód w obrębie mokradła ma wyraźną składową pionową w osi zagłębienia i lateralną (skierowaną ku centrum zagłębienia) w partiach brzeżnych.

Mokradła w takich strukturach charakteryzują się stosunkowo niewielką szerokością oraz wydłużeniem zgodnym z kierunkiem pierwotnego przepływu wody w korytach i małą miąższością osadów organicznych. Stratyfikacja pionowa wód jest nieznaczna.

MOKRADŁA TOPOGENICZNE

Geneza i rozwój mokradeł topogenicznych w mniejszej części są przywiązane do genezy formy geomorfologicznej, w obrębie której występują. Najważniejszym czynnikiem kształtującym powstawanie mokradeł tego typu jest występowanie blisko powierzchni terenu zwierciadła wód podziemnych. Podrzędne znaczenie ma czy jest to poziom zawieszony czy płytko położony pierwszy poziom wodonośny. Działalność wód opadowych ma znaczenie marginalne i ogranicza się do zasilania mokradła w półroczu letnim poprzez uzupełnianie zasobów wodnych mokradła utraconych na skutek parowania z powierzchni wody i ewapotranspiracji. W skali rocznego bilansu wodnego mokradła, ważnym elementem przychodu jest zasilanie wodami roztopowymi.

Mokradła topogeniczne dominują wśród rozległych form sandrowych, czy innych struktur o nieco głębszym położeniu zwierciadła wód podziemnych, przy czym warunki hydrogeologiczne są uproszczone i pozwalają na wydzielanie warstw wodonośnych pierwszego poziomu wodonośnego lub głównych poziomów użytkowych o stropie do 15 m p.p.t. Bardzo często powstają w dawnych, przekształconych nieckowatych i nieregularnych obniżeniach po wytopionych bryłach martwego lodu.

Mokradła topogeniczne w obszarach wysoczyznowych

Mokradła topogeniczne w obszarach wysoczyznowych (zbudowanych w przeważającej części z glin lodowcowych) mogą występować sporadycznie w strefach rozcięć erozyjnych glin lub spiaszczonych stropowych partiach pakietów gliniastych, czasami na soczewkach piasków w obrębie glin. Warunkiem różnicującym rozwój mokradła jest zróżnicowanie przypowierzchniowej budowy geologicznej. W takim przypadku można wydzielić dwa podstawowe schematy hydrogeologiczne:

- **mokradła na glinach ze spiaszczoną warstwą przypowierzchniową** (Ryc. 39)

Bezpośrednią przyczyną powstania mokradeł tego typu jest istnienie w obrębie przypowierzchniowej warstwy glin ciągłych lub nieciągłych przewarstwień powstałych na skutek rozmywania glin. Pozostający materiał piaszczysto-żwirowy tworzy przewarstwienie o słabych parametrach filtracyjnych umożliwiających powstanie w nim niezupełnie napiętego lub niezupełnie swobodnego zwierciadła wody. Ruch wody w takiej warstwie odbywa się ku lokalnej bazie drenażu. Miąższość przewarstwień może być zmienna i sięgać nawet kilku metrów jeżeli pierwotny pakiet glin był cienki lub nieciągły i spoczywał na pokrywach osadów wód lodowcowych o charakterze piasków gliniastych itp. utworów. Taki styl budowy geologicznej pozwala na utworzenie się zawodnionych pakietów z systemem krążenia wyraźnie ukształtowanym wodoprzepuszczalnością osadów.

W lokalnych obniżeniach terenu bliskie położenie zwierciadła niezupełnie napiętego lub niezupełnie swobodnego może w efekcie zapoczątkować wkraczanie roślinności wodolubnej, a z czasem wytworzenie mokradła. Przy miąższości warstwy spiaszczonej rzędu ok. 1–2 m warstwa taka ma w skali systemu lokalnego wystarczającą przepuszczalność i retencję na utrzymanie zasobów wodnych wymaganych do utrzymania się warunków wodnych potrzebnych do rozwoju mokradła. Dodatkowo na wysoczyznach gdzie w części przypowierzchniowej występują pakiety glin spływowych istnieje duże prawdopodobieństwo hydraulicznych połączeń z głębszymi warstwami wodonośnymi o zwierciadle naporowym. Owocuje to dodatkowym, ascenzyjnym zasilaniem przypowierzchniowej warstwy wodonośnej. Utworzone w procesie glebotwórczym gleby mają charakter mineralno-organiczny. W miarę przybliżania się ku krawędzi zagłębienia udział faz mineralnych stopniowo rośnie.

Proces *zasilania* mokradła jest związany ze złożonymi w mikroskali warunkami hydrogeologicznymi – nieciągłymi, przenikającymi się nawzajem pakietami osadów o zróżnicowanej wodoprzepuszczalności, nieciągłościami zwierciadła wód podziemnych o charakterze od swobodnego po napięte, lokalnym zróżnicowaniem procesu infiltracji oraz głównego kierunkiem odpływu wód ku lokalnym bazom drenażu. W szczególnych przypadkach może pojawić się ascenzja wód z głębszych poziomów wodonośnych. *Drenaż* wód będzie ma również charakter złożony. Poza ewapotranspiracją i parowaniem oraz przesączaniem przez strefę aeracji, dochodzi lateralny odpływ wód podziemnych w strefach kontaktu.

W *układzie krążenia wód* poza dominującym systemem lokalnym, należy uwzględnić potencjalne oddziaływanie głębszych systemów krążenia wód podziemnych (systemu pośredniego). W obszarach wysoczyznowych, bez występujących głębokich rozcięć erozyjnych (np. dolin rzek współczesnych czy pogrzebanych) prawdopodobniejsze jest istnienie w systemie pośrednim warstw naporowych, które mogą zasilać systemy lokalne. W wysoczyznach urozmaiconych morfologicznie, warstwy systemów pośrednich mogą być drenowane punktowo. Powoduje to obniżenie w nich wartości ciśnienia hydrostatycznego i obniżenia zwierciadła piezometrycznego poniżej spągu warstw systemu lokalnego. Owocuje to dodatkowo odpływem części wód systemu lokalnego ku systemowi pośredniemu.

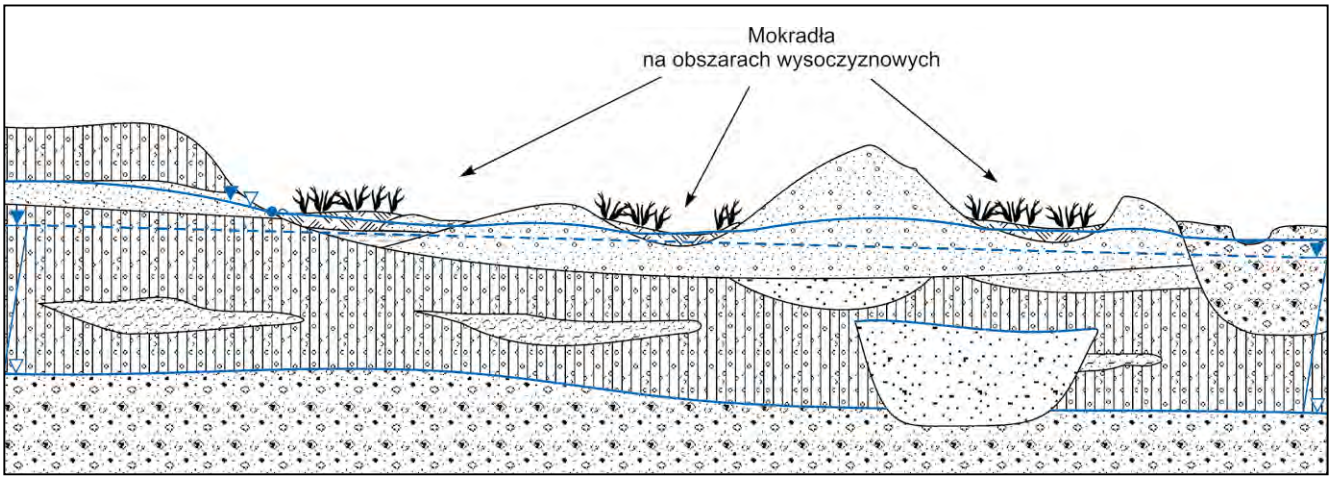
W tego typu strukturach ruch wody w obrębie mokradła jest powolny i zgodny z nachyleniem zwierciadła wód podziemnych. Możliwe są punktowe odstępstwa spowodowane dodatkowym zasilaniem wodami opadowymi. Ukierunkowany przepływ wód, również ich dopływ lateralny nie wytwarza wyraźnej stratyfikacji wód w obrębie mokradła. Obserwowany chemizm zależy wyłącznie od punktu poboru w obrębie mokradła. Zarówno od strony spągu, jak i stropu ku centrum mokradła mineralizacja, barwa, zawartość węgla organicznego i in. wskaźników rośnie.

- **mokradła w strefach rozcięć erozyjnych pakietów gli-niastych** (Ryc. 40)

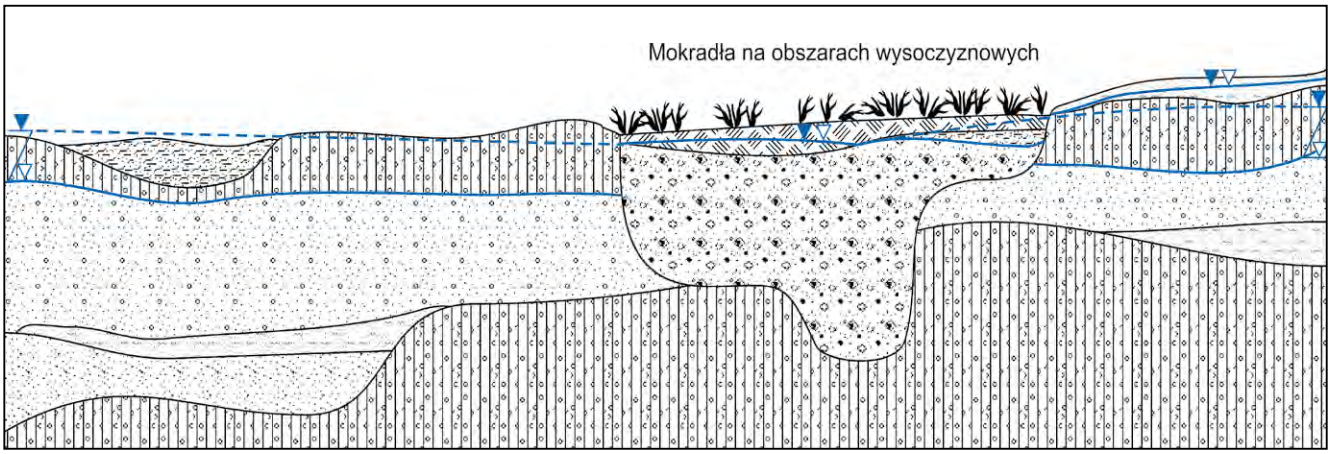
Mokradło jest zasilane w sposób bezpośredni przez przepływające lateralnie wody podziemne. Duży udział ma również składowa przepływów pionowych (ascenzyjnych i descenzyjnych). W wysoczyznowych jednostkach geomorfologicznych rozcięcia erozyjne mogą być wypełnione dwoma dominującymi grupami osadów: [1] o charakterze zastoiskowym i [2] piaski rzeczne i fluwioglacjalne charakteryzujące wysoko energetyczne środowisko (Ryc. 40). W rozcięciach erozyjnych wypełnionych osadami o genezie zastoiskowej dopływające lateralnie wody podziemne wypełniają obniżenia morfologiczne, przyczyniając się do wkroczenia na dany teren roślinności wodolubnej i z czasem rozpoczęcia procesu torfotwórczego. Przepływ pionowy jest ograniczony ilościowo z uwagi na niską wartość współczynnika filtracji kompleksu osadów wypełniających rozcięcie.

W rozcięciach wypełnionych osadami przepływów wysokoenergetycznych większego znaczenia nabierają przepływy pionowe, dodatkowo drenując lub zasilając mokradło. Również w tych warunkach hydrogeologicznych za rozwój mokradła odpowiada przepływ lateralny i występowanie wysokich stanów wód podziemnych.

Niezależnie od wykształcenia litologicznego osadów wypełniających rozcięcia erozyjne, pierwotnie na terenie zajętym przez mokradło musiało istnieć zagłębienie morfologiczne, które przy wysokich stanach wód podziemnych było



Ryc. 39. Mokradła topogeniczne na glinach (objaśnienia symboli na rycinie 36)



Ryc. 40. Mokradła topogeniczne – w strefach rozcięć (objaśnienia symboli na rycinie 36)

wypełniane wodami. Sprzyjało to wkraczaniu na dany obszar roślinności i tworzeniu miąższej pokrywy glebowej.

Proces *zasilania* wód mokradła jest efektem przepływu lateralnego wód podziemnych w warstwach piaszczystych. W układzie pionowym zasilanie ascenzyjne wodami głębszych poziomów wodonośnych jest okazjonalne i występuje prawie wyłącznie w dużych jednostkach geomorfologicznych. *Drenaż* wód ma charakter zbliżony do opisanych wyżej mokradeł. Znacząca część wód dopływających do mokradła może odpływać w głąb profilu, zasilając głębsze poziomy wodonośne. Ubytek wód mokradła w procesach ewapotranspiracji oraz parowania ze swobodnej powierzchni wody jest uzupełniany stale poprzez dopływ lateralny. Poza odpływem wód w głąb systemu krążenia (do systemów pośrednich) należy wziąć jeszcze pod uwagę przeważający kierunek przepływu wód systemu lokalnego. Istniejące mokradło występuje w części stropowej rozcięcia.

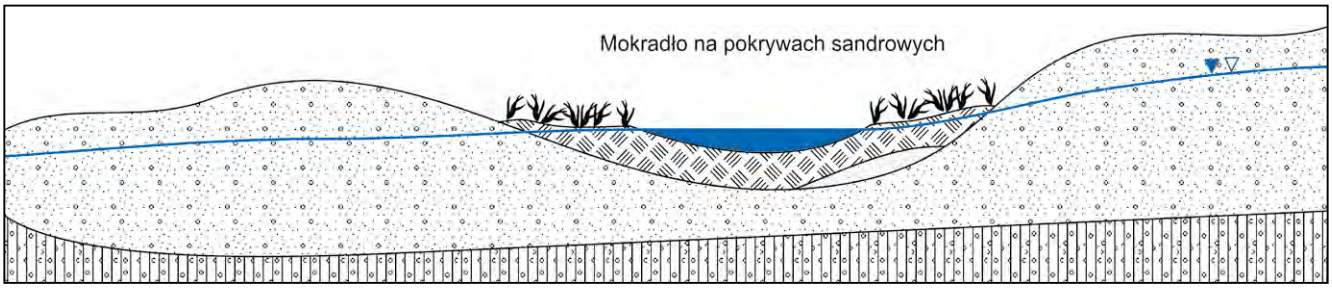
W *układzie krążenia wód* głównie należy uwzględnić przepływ w obrębie osadów podściełających mokradło. Geometrycznie formy takie mają dominujący, wydłużony kształt, zgodny z pierwotnym kierunkiem przepływu wód, które ukształtowały rozcięcie. Dlatego też wody w systemie lokalnym odpływają zgodnie z nachyleniem struktury erozyjnej. Geometria tej warstwy warunkuje prędkość i kierunek przepływu wód w mokradle.

Należy zwrócić uwagę, że w tym typie mokradeł występują wyraźnie przepływy powodujące wnoszenie w głąb mokradła wód o większej zawartości tlenu, zwiększenie mineralizacji wód, wzrost pH. W efekcie końcowym jest przyspieszony rozkład materii organicznej.

Mokradła topogeniczne w sandrach, polach drumlinów i ozach

Mokradła topogeniczne w sandrach, polach drumlinów, ozach – w strukturach utworzonych w wyniku akumulacyjnej działalności wód lodowcowych i rzeczno-lodowcowych (zbudowanych głównie z piasków średnio- i drobnoziarnistych). Często powstają w nieckowatych, nieregularnych obniżeniach po wytopionych bryłach martwego lodu.

Powstawanie mokradeł topogenicznych w obrębie sandrów, drumlinów czy ozów jest ułatwione z uwagi na budowę geologiczną i warunki hydrogeologiczne pokryw sandrowych. Przeważają frakcje piaszczyste, dzięki którym osady te charakteryzują się wysoką wodoprzepuszczalnością ($k > 10^{-6}$ m/s) (Ryc. 41). Drugim korzystnym czynnikiem dla powstawania mokradeł tego typu jest duża zdolność utworów do szybkiego retencjonowania dużej ilości wody, co przekłada się na szybkie zmiany położenia swobodnego zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego. Mokradła topogeniczne w strefach sandrowych powstawają w dowolnych obszarach równin sandrowych. Warunkiem koniecznym jest jedynie wysokie, stosunkowo stałe położenie swobodnego zwierciadła wód podziemnych. Morfogenetycznie są przywiązane do obniżeń morfologicznych równiny.



Ryc. 41. Mokradła topogeniczne w sandrach, ozach i drumlinach (objaśnienia symboli na rycinie 36)

Geneza obniżeń jest drugorzędna. Istotne, żeby nie były one przykryte osadami słabo przepuszczalnymi, gdyż może to w skrajnych przypadkach doprowadzić do powstania mokradeł ombrogenicznych. Równina sandrowa charakteryzuje się bardzo dobrze wykształconym systemem krążenia z wyraźnie zaznaczającymi się strefami zasilania, przepływu i drenażu. Bezpośrednia geneza mokradeł topogenicznych w strukturach tego typu jest związana ze stałym przecinaniem swobodnego zwierciadła wody z powierzchnią terenu, doprowadzając do wytworzenia się zbiornika wód powierzchniowych. Zbiornik ten stanowi zarodek późniejszego mokradła umożliwiając wkroczenie roślinności wodolubnej. W drumlinach niewielkie mokradła mogą powstawać w strefach obniżeń między poszczególnymi drumlinami, przy jednoczasowym występowaniu na niewielkiej głębokości osadów półprzepuszczalnych. W strukturach ozów mokradła tego typu mogą się pojawić w obniżeniach powierzchni terenu ozu.

Wielkość *zasilania* jest w takich mokradłach wyłącznie funkcją wielkości dopływu wód i zdolności retencyjnych warstw podściełających. Duże możliwości do przewodzenia wody oraz wysoka wartość porowatości efektywnej powodują, że wody podziemne również szybko reagują na opady atmosferyczne. Głębsze położenie zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego (zazwyczaj o charakterze swobodnym) uniemożliwia w dużym stopniu zasilanie lateralne mokradła. *Drenaż* wód mokradła jest związany z ewapotranspiracją, parowaniem ze swobodnej powierzchni wody oraz lateralnym odpływem wody. W okresie letnim można zaobserwować również pionową ucieczkę wód z mokradła do warstwy wodonośnej (przy obniżeniu zwierciadła wód podziemnych poniżej jego spągu). W *układzie krążenia wód* w takiej strukturze istnieje wyraźny lokalny system krążenia z wydzielonymi strefami zasilania, przepływu i drenażu. System ten jest też ściśle powiązany z systemami przepływu pośredniego i regionalnego.

Mokradła w takich strukturach charakteryzują się znacznymi rozmiarami i stosunkowo dużą miąższością osadów organicznych. Z uwagi na osiąganą miąższość osadów stratyfikacja pionowa wód jest wyraźna, chociaż w spągu mokradła mogą pojawiać się dobrze natlenione wody, dopływające od strony warstwy wodonośnej. W kierunku centralnej części torfowiska rośnie mineralizacja wód, ich barwa, zawartość węgla organicznego oraz spada zawartość tlenu.

Mokradła topogeniczne w pradolinach i dolinach rzecznych

Powstawanie mokradeł topogenicznych w obrębie pradolin oraz dolin rzecznych jest specyficzne i zazwyczaj trudno je wyodrębnić wg THZ, zazwyczaj uważa się je za mokradła soligeniczne. Mokradła topogeniczne mogą zajmować wyższe tarasy nadzalewowe o charakterze erozyjnym i erozyjno-akumulacyjnym, gdzie powierzchnia zwierciadła wód podziemnych jest stosunkowo płaska, przez co ruch wód jest bardzo powolny. W odróżnieniu od mokradeł ombrogenicznych, spąg pierwotnego zagłębienia, w którym utworzyło się mokradło topogeniczne musi posiadać kontakt z warstwą wodonośną. Sugeruje to istnienie w obrębie tarasów głębokich wcięć erozyjnych (pozostałości dawnych koryt rzecznych) charakterystycznych dla etapu rzeki młodej. Brak kontaktu z warstwą wodonośną, która będzie doprowadzać do mokradła lateralnie dopływające wody podziemne, spowoduje powstanie mokradła typu ombrogenicznego.

Aby w strukturze pradolinnej czy dolinie rzecznej mogło powstać mokradło topogeniczne położenie zwierciadła wód podziemnych (swobodnego lub piezometrycznego) musi znajdować się bardzo blisko powierzchni terenu. Przy wysokich stanach wód podziemnych mogą pojawić się bardzo płytkie zbiorniki wód. Występująca stale, blisko powierzchni terenu woda, z zarastającymi zbiornikami wód powierzchniowych może doprowadzić do wkroczenia na dany teren roślinności wodolubnej i rozpoczęcia procesu torfotwórczego.

Zasilanie jest zależne od wielkości dopływu lateralnego i stanów wód podziemnych. Mokradło tego typu jest stale zasilane wodami podziemnymi, a zatem system hydrogeologiczny mokradła jest ściśle związany z zasilaniem samej warstwy wodonośnej i przepływem strumienia wód podziemnych w jej obrębie. *Drenaż* wód jest uwarunkowany odpływem wód w kierunku cieku lub niższych tarasów nadzalewowych. W *układzie krążenia wód* mokradło nie stanowi żadnej bazy drenażu. Nadmiar wody odpływa zgodnie z ukształtowaniem terenu, zarówno w postaci odpływu podziemnego, jak i powierzchniowego.

Mokradła w takich strukturach charakteryzują się niewielkimi rozmiarami i wydłużeniem zgodnym z kierunkiem pierwotnego przepływu wody w korytach oraz małą miąższością osadów organicznych. Stratyfikacja pionowa wód jest nieznaczna (analogicznie jak w mokradłach ombrogenicznych).

MOKRADŁA SOLIGENICZNE

Geneza i rozwój mokradeł soligenicznych są związane z dwoma różnymi dominującymi elementami przyrodniczymi: [1] na obszarach wysoczyznowych w strefach znaczącego zróżnicowania morfologicznego i wypływu wód podziemnych na powierzchnię terenu lub tam, gdzie bardzo wysokie położenie zwierciadła wód tworzy podmokliska; [2] w strefach wyższych partii dolin rzecznych – w strefach przejściowych między tarasami nadzalewowymi, zwłaszcza o charakterze erozyjno-akumulacyjnym, przy wyspach mineralnych lub załamaniach podstokowych. Typowym w krajobrazie Polski północno-wschodniej rodzajem mokradeł soligenicznych są torfowiska pojezierne, które po zarośnięciu przekształcają się w torfowiska soligeniczne.

Głównym czynnikiem kształtującym powstawanie mokradeł tego typu jest wysokie położenie zwierciadła wód podziemnych o wyraźnym nachyleniu. Działalność wód opadowych ma znaczenie marginalne i należy je rozpatrywać w bilansie mokradeł tylko w strefach krawędziowych dolin rzecznych oraz wysp mineralnych. Typowym miejscem tworzenia się mokradeł soligenicznych są strefy o sko-

kowo zmieniających się warunkach hydrogeologicznych – np. na obszarach wysoczyzn morenowych o znacznych deniwelacjach terenu (wysoczyzny faliste i pagórkowate) czy w sąsiedztwie kemów oraz strefy pojezierne.

Mokradła soligeniczne na obszarach wysoczyznowych

Mokradła soligeniczne na obszarach wysoczyznowych (zbudowanych w przeważającej części z glin lodowcowych i spływowych) mogą występować sporadycznie w strefach występowania okien hydrogeologicznych lub w spiaszczonych stropowych partiach pakietów gliniastych. Warunkiem rozwoju mokradła są zatem zróżnicowanie przypowierzchniowej budowy geologicznej i stały przepływ wód podziemnych bezpośrednio zasilających obiekt. W takim przypadku można wydzielić dwa podstawowe schematy hydrogeologiczne:

- **mokradła na glinach z przypowierzchniową warstwą wodonośną** (Ryc. 42)

Bezpośrednią przyczyną powstania mokradeł tego typu jest istnienie przypowierzchniowej warstwy wodonośnej, silnie zawodnionej o wyraźnym nachyleniu zwierciadła wód. Tego typu warstwy w lokalnym i pośrednim układzie krążenia zbliżają się do stref drenażu. Warstwy te zazwyczaj mają genezę wodnolodowcową, w strefie stropowej mogą być uszczelnione drobnymi frakcjami związanymi z różnymi typami spływów powierzchniowych oraz utworami zwietrzelinowymi kształtującymi się pod wpływem powierzchniowych ruchów masowych. W efekcie może wytworzyć się skomplikowany lokalnie układ zwierciadeł o charakterze swobodnym i niezupełnie napiętym. Miąższość warstw wodonośnych o genezie wodnolodowcowej w strefach wysoczyznowych może być znaczna i nierzadko przekracza 40 m. Jednak, przy tak dużej miąższości piasków, powstające w strefach stropowych mokradła mają raczej charakter zbliżony do topogenicznego. Predysponowane do powstawania mokradeł soligenicznych w obszarach wysoczyznowych są raczej przewarstwienia piaszczyste o niewielkiej miąższości i występowania zwierciadła wody na głębokości do 2 m.

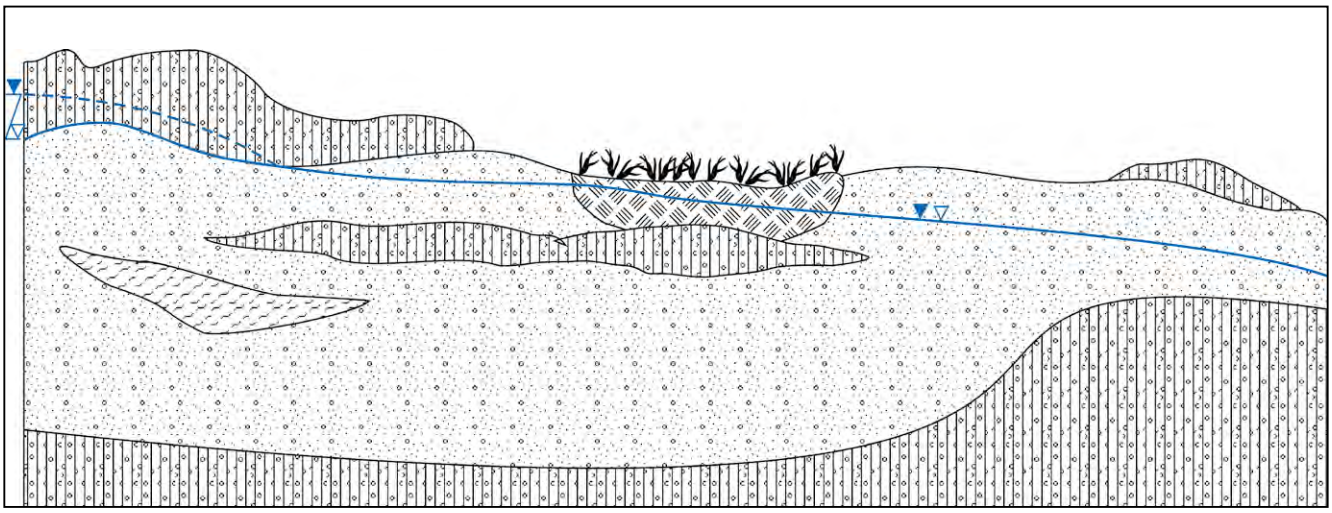
Występowanie w strefach przypowierzchniowych i powierzchniowych osadów o genezie powierzchniowych ruchów masowych i tworzenie przez nie niewielkich progów początkuje wkraczanie roślinności wodolubnej, a z czasem wytworzenie mokradła, zasilanego wysoko położonymi wodami podziemnymi. Utworzone w procesie glebotwórczym utwory mają charakter mineralno-organiczny, a w okresach susz hydrogeologicznych gównie charakter mineralny.

Proces *zasilania* mokradła jest związany stosunkowo prostym układem hydrogeologicznym zwierciadła swobodnego, położonego blisko powierzchni terenu. Lokalnie to zwierciadło może być zwierciadłem niezupełnie napiętym na skutek przypowierzchniowych zróżnicowań litologicznych. *Drenaż* wód głównie jest związany z lokalnym nachyleniem zwierciadła wód, które warunkuje odpływ wód z centralnej i spągowej części mokradła. W *układzie krążenia wód wahania* zwierciadła wody podziemnej i położenie bazy drenażu warstwy wodonośnej są warunkiem istotnym do zasilania i drenażu obiektu. Sam system przepływu w warstwach o niewielkiej miąższości ma charakter hydrodynamiczny systemu lokalnego.

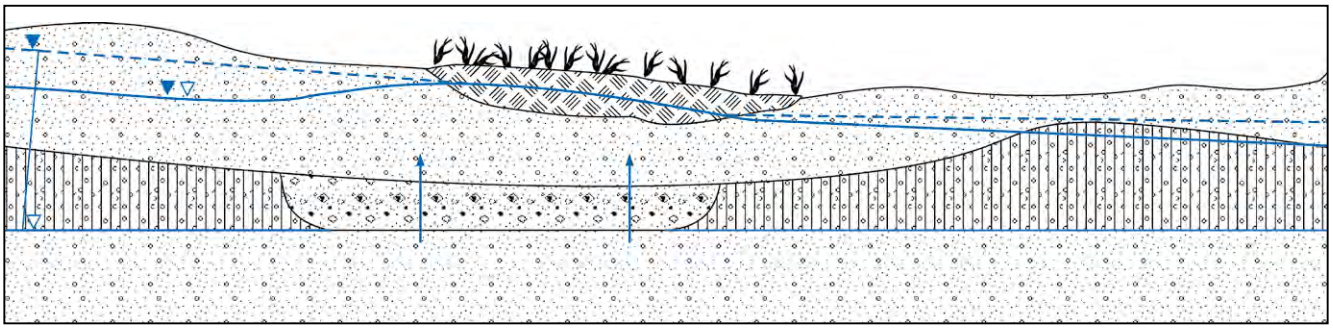
W tego typu strukturach ruch wody w obrębie mokradła jest stosunkowo szybki i zgodny z nachyleniem zwierciadła wód podziemnych. Ukierunkowany, lateralny przepływ wód nie wytwarza wyraźnej stratyfikacji pionowej, jednak od strony napływu wody, bogatszej w rozpuszczone substancje mineralne może występować nieco inny zestaw roślinności. Obserwowany chemizm będzie zależał wyłącznie od punktu poboru w obrębie mokradła.

- **mokradła w strefach występowania okien hydrogeologicznych** (Ryc. 43)

Mokradło jest zasilane w sposób bezpośredni przez przepływające lateralnie wody podziemne. Znaczący udział może mieć także składowa przepływów pionowych (ascenzyjnych i descenzyjnych). W obszarach wysoczyzn rozcięcia erozyjne stanowią element determinujący możliwość rozwoju mokradeł soligenicznych. Również w tych warunkach hydrogeologicznych za rozwój mokradła odpowiadają przepływ lateralny i występowanie wysokich stanów wód pod-



Ryc. 42. Mokradła soligeniczne na glinach (objaśnienia symboli na rycinie 36)



Ryc. 43. Mokradła soligeniczne – w strefach okien hydrogeologicznych (objaśnienia symboli na rycinie 36)

ziemnych. Proces ascenzyjnego zasilania położonych wyżej hipsometrycznie warstw wodonośnych zabezpiecza zarówno zasilanie mokradła w wodę niezbędną do jego funkcjonowania, jak i dużą ilość wapnia i magnezu – co z kolei może generować w specyficznych warunkach powstawanie martwic wapiennych, tufów wapiennych, czy też powstawanie rytmitów torfowo-martwicowych.

Proces *zasilania* wód mokradła jest efektem przepływu lateralnego wód podziemnych w warstwach piaszczystych oraz dopływu ascenzyjnego z głębszych poziomów wodonośnych. W układzie pionowym zasilanie ascenzyjne wodami głębszych poziomów wodonośnych jest stałe, ale występuje prawie wyłącznie w strefach kontaktu systemów lokalnych z systemem pośrednim. *Drenaż* wód ma charakter zbliżony do opisanych wyżej mokradeł. Znacząca część wód dopływających do mokradła może odpływać lateralnie w obrębie warstwy wodonośnej. Istniejące mokradło występuje w bezpośredniej bliskości funkcjonującego okna hydrogeologicznego. W *układzie krążenia wód* należy uwzględnić głównie przepływ w obrębie osadów podściełających mokradło.

Formy takie mogą mieść kształt ogólnie generowany geometrią misy oraz nachyleniem zwierciadła wody. Na ten efekt może nakładać się pionowy gradient wód nad oknem hydrogeologicznym mogący powodować powstawanie form kopułowych.

Mokradła soligeniczne w sandrach

Mokradła soligeniczne w sandrach, polach drumlinów i ozach – w strukturach utworzonych w wyniku akumulacyjnej działalności wód lodowcowych i rzeczno-lodowcowych.

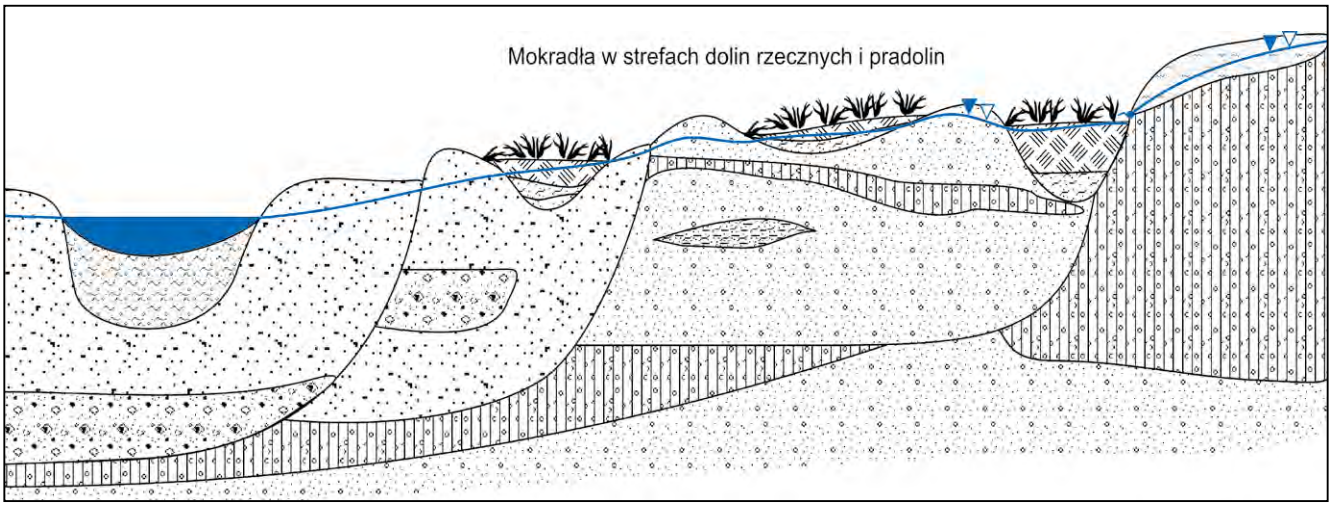
Mokradła tego typu w obrębie sandrów, drumlinów czy ozów są związane z brzeżnymi, krawędziowymi częściami sandrów lub ich obszarami o niewielkiej miąższości osadów piaszczystych charakteryzujących się dużym nachyleniem zwierciadła wód podziemnych. Zazwyczaj silnie urzeźbiona morfologiczne powierzchnia sandru, powoduje istnienie wielu drobnych obniżeń zgodnie z pierwotnym kierunkiem spływu wód lodowcowych i rzeczno-lodowcowych. W takich właśnie rynnowych, obniżeniach często powstają mokradła soligeniczne. Warunkiem koniecznym jest jedynie wysokie, stosunkowo stałe położenie swobodnego zwierciadła wód podziemnych, które doprowadza do wytworzenia się podmokliska. Zbiornik taki umożliwia wkroczenie roślinności wodolubnej.

Wielkość *zasilania* jest zależna od stanów wód podziemnych i odległości od lokalnych baz drenażu. Duże możliwości do przewodzenia wody – wysoka wartość porowatości efektywnej powoduje, że lokalne nieciągłości (występowanie warstw słabo i pół przepuszczalnych) w kompleksie osadów sandrowych dodatkowo inicjują występowanie poziomów wód zawieszonych, mogących wtórnie zasilać mokradło. Głębsze położenie zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego może zmienić typ mokradła na topogeniczny. *Drenaż* wód jest związany z odpływem wód podziemnych, zgodnie z lokalnym kierunkiem przepływu wód. W okresie letnim, przy obniżeniu zwierciadła wód poniżej spągu mokradła spowoduje pionową ucieczkę wód z mokradła do warstwy wodonośnej. W *układzie krążenia wód* w takiej strukturze nie istnieje wyraźny lokalny system krążenia z wydzielonymi strefami zasilania, przepływu i drenażu. System przepływu wód przez mokradło jest ściśle powiązany z systemem hydrogeologicznym wód struktury sandrowej.

Mokradła w takich strukturach charakteryzują się średnimi rozmiarami i stosunkowo dużą miąższością osadów organicznych. Z uwagi na osiąganą miąższość osadów zaznacza się pionowa stratyfikacja wód, chociaż w spągu mokradła mogą pojawiać się dobrze natlenione wody dopływające od strony warstwy wodonośnej.

Mokradła soligeniczne w pradolinach i dolinach rzecznych

Mokradła soligeniczne (Ryc. 44, Fot. 25) powstają głównie w pradolinach i dolinach rzecznych – w wyniku uformowania się nieregularnych struktur pod wpływem akumulacyjnej działalności wód fluwioglacjalnych oraz działalności rzek. Powstawanie mokradeł soligenicznych w obrębie pradolin oraz dolin rzecznych jest generowane uwarunkowaniami morfogenetycznymi. W przypadku pradolin procesy fluwialne prowadzą do wytworzenia płaskodennych, głęboko wciętych dolin. Struktury pradolinne często łączą ze sobą sąsiadujące poziomy wodonośne w jeden system. Mokradła soligeniczne zajmują tarasy nadzalewowe, strefy krawędziowe i obszary gdzie występują rygle dolinne czy wyspy mineralne.



Ryc. 44. Mokradła soligeniczne w dolinach rzecznych (objaśnienia symboli na rycinie 36)

Charakterystyczną cechą rozwojową tego typu mokradeł w strefach krawędziowych i brzeżnych partiach dolin jest sposób kontaktu z warstwami wodonośnymi poza doliną. Zasilanie typu ascenzyjnego lub dopływ lateralny wpływają na kształt powstającego mokradła. W przypadku zasilania o charakterze ascenzyjnym mogą dominować formy kopułowe lub mało przestrzenne, silnie zaznaczające się w morfologii terenu, często z warstwami wapnistymi (trawertyny itp.). W przypadku zasilania lateralnego, rozwijają się formy o dużych rozmiarach, stosunkowo płaskie o średniej i niewielkiej miąższości.

Powstawanie mokradeł soligenicznych w strukturach pradolinnych jest możliwe przy spełnieniu kilku warunków: [1] w czasie powstawania pradoliny wody dopływające do niej płynęły odnogami rzek o charakterze roztopowym; [2] istniały oscylacje w natężeniu przepływu wód, prowadzące do pogłębiania koryta; [3] istniało dobre połączenie hydrauliczne między poziomem wodonośnym a osadami piaszczystymi wypełniającymi koryto. Aby mogło w takiej strukturze powstać mokradło soligeniczne położenie zwierciadła wód podziemnych (swobodnego lub piezometrycznego) musi być nieznacznie niższe niż powierzchnia terenu. Przy wyso-

Fot. 25. Przykład mokradła soligenicznego (okolice Słucza, gm. Radziłów) (fot. D. Węglarz)

kich stanach wód podziemnych może pojawić się nawet składowa artezyjska. Okresowo, mogą pojawić się bardzo płytkie zbiorniki wód na powierzchni terenu. Występująca stale, blisko powierzchni terenu woda, z zarastającymi zbiornikami wód powierzchniowych może doprowadzić do wkroczenia na dany teren roślinności wodolubnej i rozpoczęcia procesu torfotwórczego.

Wielkość *zasilania* jest w strefach pradolin i dolin rzecznych zależna głównie od wielkości dopływu lateralnego i stanów wód podziemnych. Mokradło tego typu zasilane jest wodami podziemnymi przy wysokich stanach wód podziemnych (warstwy o zwierciadle swobodnym) lub w oknach hydrogeologicznych (przy warstwach naporowych). Zasilanie mokradła jest więc ściśle związane z zasilaniem samej warstwy wodonośnej i przepływem strumienia wód podziemnych w jej obrębie. Deszcze półrocza letniego w bilansie wodnym uzupełniają jedynie niedobór wilgoci przypowierzchniowej warstwy mokradła.

Drenaż wód jest uwarunkowany wielkością ewapotranspiracji, parowaniem ze swobodnej powierzchni wody oraz w odpływem wód przez spąg mokradła. Odpływ wód ze spągu mokradła w głąb profilu gruntowego zależy od wielkości kontaktu osadów pod mokradłem z warstwą wodonośną i ciśnieniami hydrostatycznymi w obrębie warstwy. Wielkość tej części drenażu jest mniej więcej stała w wieloleciu z uwagi na stosunkowo niewielkie amplitudy wahań zwierciadła wód podziemnych. W *układzie krążenia wód* mokradło nie stanowi żadnej bazy drenażu. Nadmiar wody odpływa zgodnie z ukształtowaniem terenu, zarówno w postaci odpływu podziemnego, jak i powierzchniowego.

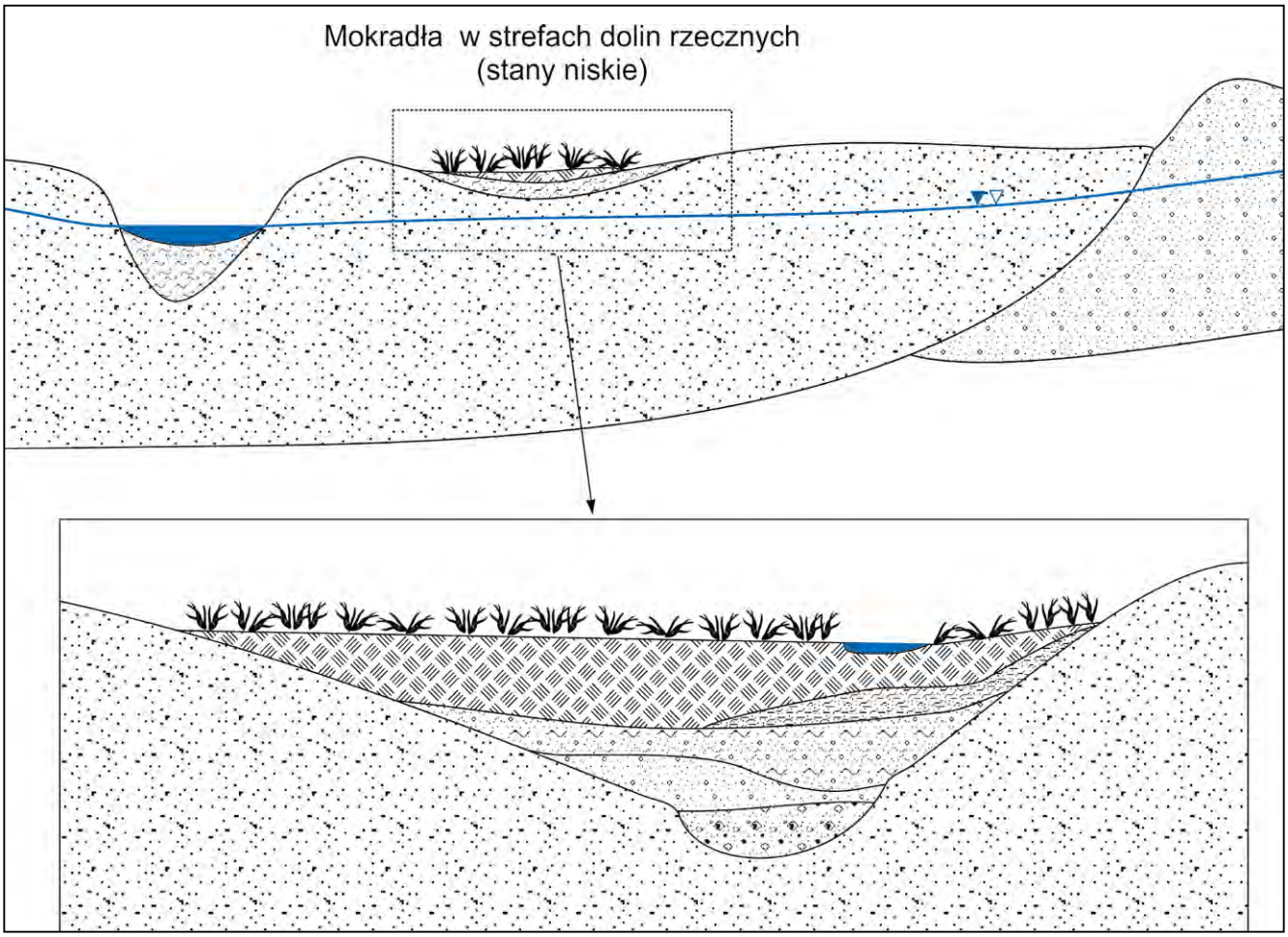
MOKRADŁA FLUWIOGENICZNE

Geneza i rozwój mokradła fluwiogenicznego (Fot. 26) są związane z formą geomorfologiczną, w obrębie której występuje (Ryc. 45). Praktycznie mokradła tego typu są związane z tarasami zalewowymi dojrzałych dolin rzecznych. Najważniejszym czynnikiem kształtującym powstawanie mokradeł tego typu jest istnienie corocznych zalewów powodziowych będących głównym czynnikiem dostarczającym wody do mokradła. Wtórne znaczenie ma tu lateralny przepływ wód podziemnych w obrębie doliny rzecznej. Działalność wód opadowych ma znaczenie marginalne i ogranicza się raczej do zasilania mokradła w półroczu letnim w strefie przypowierzchniowej.

Cechą charakterystyczną tego rodzaju mokradeł jest ich eutroficzność oraz dominacja roślinności torfowiskowej (głównie szuwary trzcinowe i turzyce). Typowym przejawem wśród tego typu mokradeł są torfowiska niskie, namuliska i mułowiska. W typologii łąkarskiej kwalifikuje się je do łęgów i bielaw.

Powstawanie mokradeł fluwiogenicznych w obrębie dolin rzecznych jest jedną z cech charakterystycznych dolin dojrzałych. Na obszarze niemal płaskich tarasów zalewowych powstają w trakcie roztopów płytkie zastoiska wypełnione wodami rzecznymi z dużą ilością drobnej, rozproszonej materii organicznej i materiałem mineralnym (głownie o frakcji pyłowej i iłowej). Osady facji roztopowej (mady) tworzą w zagłębieniach bezodpływowych cienką, ciągłą warstwę izolującą. Warstwa ta w znacznym stopniu ogranicza możliwość infiltracji wód roztopowych w głąb tarasu zalewowego. Wytwa-

Fot. 26. Przykład mokradła fluwiogenicznego (okolice Wilkasów, gm. Wieliczki) (fot. D. Węglarz)



Ryc. 45. Mokradła fluwiogeniczne w dolinach rzecznych (objaśnienia symboli na rycinie 36)

rzają się tym samym na żyznym i mokrym podłożu warunki do rozwoju roślinności wodolubnej. Powtarzające się cyklicznie wylewy prowadzą poprzez dostarczanie mad i powstawanie zalewisk do rozwoju procesów torfotwórczych.

Poza obniżeniami bezodpływowymi, mokradła fluwiogeniczne tworzą się również w starorzeczach. W strefie stropowej piasków (utwory facji korytowej) wypełniającej starorzecze (z racji kolejności sedymentacji osadów w starorzeczu w strefie stropowej występuje już pakiet osadów o niższej przepuszczalności – litologicznie odpowiadający frakcji pylastej) zasilające starorzecze wody rzeczne rozlewają się nad warstwą mad i namułów tworzących izolację i utrudniają odpływ wody. Starorzecza są o wiele bardziej predysponowane do tworzenia się w nich mokradeł (zwłaszcza torfowisk) z uwagi na istniejącą w nich od początku roślinność wodolubną. Dodatkowo spągowe partie tych struktur mają kontakty hydrauliczne z przewarstwieniami piaszczystymi leżącymi bliżej dna doliny rzecznej.

W takim kontekście mokradła (torfowiska) tworzące się w starorzeczach mają mieszaną genezę fluwiogeniczną i soligeniczną. Mokradła fluwiogeniczne powstają wyłącznie na obszarze tarasów zalewowych. W przypadku zmiany charakteru tarasu z zalewowego na nadzalewowy lub odcięcia możliwości dopływu wód roztopowych z koryta rzecznego przechodzą w mokradła soligeniczne lub ulegają degradacji i zanikają.

Powstawanie mokradeł fluwiogenicznych w strukturach dolinnych jest możliwe przy spełnieniu kilku warunków: [1] istnienie na tarasie zalewowym zagłębień bezodpływowych lub starorzeczy; [2] cykliczność pojawiania się wylewów rzecznych; [3] wypełnienie zagłębienia bezodpływowego lub powierzchni starorzecza madami i namułami ograniczającymi pionowy odpływ wód.

Do mokradeł fluwiogenicznych należy także zaliczyć namuliska i mułowiska. Namuliska w strukturach dolinnych powstają głównie z osadów facji powodziowej (a więc dominuje w nich frakcja pyłowa i iłowa, z często występującymi w spągu przewarstwieniami piaszczystymi). W nieco mniejszych strukturach, zwłaszcza w dolinach cieków w krajobrazie młodoglacjalnym niewielkich rozmiarów namuliska mogą powstawać w strefach załamań podstokowych, zazębiając się obocznie ze spływami stokowymi. Z kolei mułowiska powstają głównie w strefach przykorytowych, o znacznym urozmaiceniu morfologicznym (przy niewielkich deniwelacjach terenu) i długotrwałych zalewach (do 9 miesięcy).

Zasilanie w strefach dolin rzecznych głównie jest zależne od ilości zgromadzonej w zagłębieniu lub starorzeczu wody rzecznej w trakcie roztopów i powodzi. Mokradło tego

typu jest zasilane jednorazowo (przy typowym reżimie rzek w polskich warunkach klimatycznych) wodami powierzchniowymi. W starorzeczach może pojawić się jeszcze istotna składowa zasilania wodami podziemnymi – analogicznie jak w mokradłach soligenicznych. *Drenaż* wód głównie jest uwarunkowany wielkością ewapotranspiracji oraz parowaniem ze swobodnej powierzchni wody. Odpływ wód przez spąg mokradła w głąb profilu gruntowego zależy od wielkości kontaktu osadów pod mokradłem z warstwą wodonośną i ciśnieniami hydrostatycznymi w obrębie warstw dolinnych. W *układzie krążenia wód* mokradło nie stanowi żadnej bazy drenażu. Nadmiar wody odpływa zgodnie z ukształtowaniem terenu, zarówno w postaci odpływu podziemnego, jak i powierzchniowego.

Mokradła w takich strukturach charakteryzują się rozmiarami i miąższością dopasowaną do geometrii struktury, w obrębie której występują. Stratyfikacja pionowa wód jest nieznaczna, i w dużej części nawiązuje do stratyfikacji wód pierwszego poziomu wodonośnego.

BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar zlewni Biebrzy jest położony w zasięgu zachodniej części prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, na obszarze dwóch jednostek niższego rzędu: anteklizy mazursko-białoruskiej i syneklizy perybałtyckiej (Żelaźniewicz i in., 2011). Granica między jednostkami ma przebieg zbliżony do równoleżnikowego, wzdłuż linii Suwałki–Ełk. Granicę obu jednostek wyznacza zasięg wychodni serii osadowych kambru dolnego (zaliczanych do syneklizy perybałtyckiej). Większość terenu zlewni znajduje się na obszarze wyniesienia mazursko-suwalskiego, a jedynie najdalej na północ wysunięte fragmenty zlewni zaliczają się do syneklizy perybałtyckiej.

Podłoże krystaliczne występuje na głębokości od ok. 500 do 1000 m p.p.t., najczęściej w przedziale 800–1000 m p.p.t. Wprost na nim spoczywa kompleks osadów mezozoicznych i kenozoicznych. Osady paleozoiku występują lokalnie i mają silnie zredukowaną miąższość. Na przeważającej części obszaru badań nie występują również utwory triasu.

PREKAMBR

Skały prekambryjskie występują najpłycej w północno-wschodniej części zlewni (ok. 500 m p.p.t.), ich strop zapada w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim. Wśród utworów prekambru przeważają skały krystaliczne. Wyróżnia się tu stare masywy granitoidowe oraz młodsze metamorficzne strefy fałdowe. W składzie petrologicznym masywów granitoidowych dominują granity mikroklinowe i ortoklazowe. Strefy fałdowe powstały z przeobrażenia skał osadowych oraz starych pokryw wulkanicznych. Dominują tu łupki kwarcowe, łupki amfibolowe, amfibolity i gnejsy. Wiek skał krystalicznych waha się od 2,68 do 1,14 mld lat.

We wschodniej części obszaru zlewni, podłoże krystaliczne tworzą prekambryjskie łupki muskowitowo-kwarcytowe, które nawiercono w Dzięciołowie na głębokości 535,5 m p.p.t. W części północnej, w rejonie Ełku, utwory krystaliczne występują na głębokości od 772,8 do 842,2 m p.p.t.

PALEOZOIK

Skały paleozoiczne (głównie starszego paleozoiku) występują jedynie w najdalej na północ wysuniętych fragmentach zlewni. Jest to obszar zaliczany do południowo-wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. Osady kambru, ordowiku i syluru są znane z otworów wiertniczych w Gołdapi i Suwałkach (poza granicami zlewni Biebrzy).

Kambr

Skały kambryjskie spoczywają na silnie zwietrzałych skałach krystalicznych archaiku. Są to głównie piaskowce drobnoziarniste, niekiedy gruboziarniste, przewarstwione mułowcami, podrzędnie z wkładkami iłowców. Reprezentują one najniższe ogniwa kambru dolnego (seria kaplonoska) i powstały w środowisku płytkiego morza. Osady kambryjskie w rejonie Suwałk są przykryte bezpośrednio utworami triasu. W najdalej na północ wysuniętych fragmentach zlewni mogły zachować się osady kambru środkowego, wykształcone w podobnej facji jak kambr dolny.

Ordowik

Serię osadową ordowiku rozpoczyna, spoczywająca bezpośrednio na skałach kambru, warstewka zlepieńca przechodząca ku górze w piaskowiec glaukonitowy. Powyżej nawiercono serię osadów wapiennych z fauną trylobitów, reprezentującą okres od arenigu po karadok. Cykl sedymentacyjny ordowiku zamykają wapienie zlepieńcowate i bulwiaste, przynależące prawdopodobnie do aszgilu. Obecność tego typu osadów świadczy o wyraźnym spłycaniu basenu sedymentacyjnego. Łączna miąższość osadów ordowiku w otworze Gołdap IG-1 wynosi 61 m.

Sylur

Utwory syluru, znane z otworu w Gołdapi, spoczywają z luką stratygraficzną na skałach ordowiku. Pakiet osadów marglisto-ilastych o miąższości 300 m reprezentuje piętra landower, wenlok i ludlow. Bezpośrednio na utworach syluru leżą niezgodnie ułożone warstwy pstrego piaskowca.

MEZOZOIK

Na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej podstawą dla utworów permsko-mezozoicznych są zerodowane powierzchnie skał prekambryjskich i paleozoicznych (głównie starszego paleozoiku). Miąższość pokrywy osadowej jest niewielka. Utwory mezozoiczne są reprezentowane przez

osady triasu, jury i kredy, wykształcone w facji klastycznej i wapiennej, o zmiennej miąższości od ok. 200 m na wyniesieniach do ok. 800 m w obniżeniach.

Trias

Występują tu jedynie osady triasu dolnego, reprezentujące pstry piaskowiec dolny i środkowy. Osady te są znane z wiercenia w Ełku, oraz z otworów wykonanych w bezpośrednim sąsiedztwie obszaru zlewni – w miejscowościach Pisz i Suwałki.

Pstry piaskowiec dolny występuje wyłącznie w północnej części, a zasięg jego występowania ogranicza linia Ełk–Suwałki. W południowej i centralnej części zlewni brak jest osadów triasu, a na prekambryjskich skałach krystalicznych spoczywają bezpośrednio utwory jury. Pstry piaskowiec dolny reprezentują piaskowce, mułowce, iłowce, wapienie oolitowe, wapienie, margle i zlepieńce. Powstanie tych osadów wiąże się ze środowiskiem lagunowym lub jeziornym, o klimacie zbliżonym do półpustynnego.

Osady pstrego piaskowca środkowego, obecne jedynie w północno-zachodniej części zlewni, są reprezentowane przez piaskowce, mułowce oraz iłowce często wapniste, czerwonobrunatne, ceglaste i zielonawe. Są to typowe osady lądowe, powstałe w środowisku wód płynących lub w zbiornikach jeziornych.

We wschodniej części doliny Biebrzy, w otworze w Mońkach, bezpośrednio na podłożu krystalicznym (spękane kwarcyty, nawiercone na głębokości 656 m p.p.t.) występują piaski i iłowce triasu dolnego. W północno-wschodniej części pradoliny Biebrzy, najstarszymi skałami osadowymi są mułowce triasu dolnego i jury środkowej o niewielkiej miąższości, nawiercone na głębokości ok. 500 m p.p.t.

Jura

W jurze dolnej omawiany obszar znalazł się w strefie peryferycznej basenu sedymentacyjnego, do której nie docierały nawet najsilniejsze ingresje morskie. W efekcie na przeważającym obszarze brak osadów liasu, a na skałach pstrego piaskowca na północy oraz prekambru w centrum i na południu zalegają bezpośrednio osady jury środkowej. Osady jury dolnej są znane z okolic Ełku, gdzie nawiercono kompleks piaskowcowy (warstwy olsztyńskie) starszy od toarku. Miąższość osadów nie przekracza kilkudziesięciu metrów.

Sedymentację środkowojurajską rozpoczyna kompleks osadów lądowo-morskich. Na północy obszaru zlewni osady te spoczywają z niezgodnością kątową na pstrym piaskowcu, a w części zachodniej na osadach jury dolnej. Na pozostałym obszarze podłoże utworów stanowią prekambryjskie skały krystaliczne. Kompleks jest reprezentowany przez piaski drobnoziarniste, szare lub brunatnoszare, mulaste, zawierające kilku–kilkunastocentymetrowej miąższości wkładki ilaste. W warstwach obserwuje się ponadto znaczną ilość zwęglonej sieczki roślinnej. Miąższość kompleksu zmienia się w granicach od 22 do 30 m. Powyżej kompleksu osadów lądowo-morskich zalegają osady morskie datowane na baton górny. W utworach tych wyróżniono dwa kompleksy ilaste rozdzielone kompleksem piaszczystym. Łączna miąższość serii osadowych batonu górnego nie przekracza 40 m. Lokalnie, brak osadów keloweju dolnego, a na ściętej powierzchni skał górnobatońskich spoczywają bezpośrednio utwory keloweju górnego. W dolnej części jest to warstwa zlepieńca spągowego, przechodząca ku górze w warstwę bulastą. Zlepieniec spągowy jest reprezentowany przez cienką warstwę o miąższości 0,5–1,5 m, zbudowaną głównie z wapieni piaszczystych, miejscami dolomitycznych. Na warstwę bulastą składają się zwykle margle z oolitami żelazistymi i konkrecjami fosforytowymi lub wapienie margliste. Miąższość tych osadów nie przekracza jednego metra.

Osady górnojurajskie tworzą na omawianym obszarze ciągłą pokrywę o zróżnicowanej miąższości. We wschodniej części miąższość mieści się w przedziale 35–65 m i rośnie ku zachodowi do ok. 200 m. Jurę górną reprezentują wyłącznie serie węglanowe oksfordu. Brak tu natomiast utworów kimerydu i tytonu.

W otworze w Mońkach nie stwierdzono utworów jury dolnej. Osady jury środkowej są wykształcone w postaci piasków, a jury górnej – wapieni rafowych. W północno-wschodniej części pradoliny Biebrzy na mułowcach triasu dolnego i jury środkowej osadziły się utwory węglanowe jury górnej o miąższości 100 m.

Kreda

Kredę dolną reprezentują wyłącznie osady albu górnego, wykształcone w facji klastycznej. W profilu dominują drobnoziarniste piaski kwarcowo-glaukonitowe, w dolnej części zwykle mulaste. Osady te spoczywają bezpośrednio na skałach węglanowych jury górnej.

Bezpośrednio na utworach albu górnego zalegają osady cenomanu wykształcone w postaci drobnoziarnistych piasków i piaskowców kwarcowo-glaukonitowych. Z początkiem turonu, a w południowej części zlewni już w cenomanie, rozpoczęła się sedymentacja węglanowa, która z lukami sedymentacyjnymi trwała do mastrychtu. W tej części profilu dominują margle, wapienie margliste, opoki i kreda pisząca. Powierzchnia podłoża skał górnokredowych zapada łagodnie ku południowemu zachodowi. W tym też kierunku rośnie miąższość serii osadowych kredy. Najstarszymi udokumentowanymi osadami kredy górnej są nawiercone w Nowej Wsi silnie piaszczyste gezy, występujące na głębokości 208–227 m p.p.t., tj. na wysokości 73 m p.p.m. Powyżej utworów kredy znajdują się w ciągłości sedymentacyjnej osady piaszczyste paleocenu.

KENOZOIK

Paleogen, neogen

Miąższość osadów paleogeńsko-neogeńskich jest zróżnicowana w zależności od intensywności procesów erozji lub glacitektoniki, które w plejstocenie doprowadziły do zniszczenia osadów neogenu lub do ich spiętrzenia. Tego typu

struktury, występujące przemiennie, są charakterystyczne dla pradoliny Biebrzy w rejonie Radziłowa, gdzie tzw. zrąb Radziłowa, utworzony w wyniku spiętrzenia glacitektonicznego utworów oligocenu, miocenu i czwartorzędu, graniczy z głębokim podłużnym obniżeniem o kierunku NW–SE, w którym strop podłoża czwartorzędu obniża się do głębokości 60 m p.p.m. Przy wschodniej granicy zlewni, w rejonie Dzięciołowa i Jegłowa, udokumentowano głębokie obniżenie – zapadlisko tektoniczne (poniżej 100 m p.p.m.), o przebiegu nawiązującym do głębokiego rozłamu podłoża krystalicznego, którego powstanie można wiązać również z neotektonicznymi ruchami blokowymi. Wyraźnie zarysowuje się również obniżenie powierzchni podczwartorzędowej na linii Mońki–Grajewo–Prostki.

W południowej części pradoliny Biebrzy, w Nowej Wsi udokumentowano występowanie piasków, piasków glaukonitowych i gez paleocenu, o łącznej miąższości 18 m. Nad nimi, w przedziale rzędnych od 56,1 dop 1,8 m p.p.m. występują osady oligocenu o miąższości 54,3 m i znacznej zmienności litologicznej (morskie osady piaszczyste i pylaste z glaukonitem i wkładkami węgla brunatnego). Powyżej utwory mioceńskie reprezentują piaski z domieszką drobnego żwiru kwarcowego oraz pyłu węglowego z przewarstwieniami lignitu o łącznej miąższości ok. 17 m.

W środkowej części pradoliny Biebrzy osady paleogenu rozpoznano w Białaszewie. Są one reprezentowane przez piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami lignitu, piasków średnioziarnistych, pyłów, mułowców oraz lokalnie węgla brunatnego o miąższości do 0,5 m.

We wschodniej części pradoliny Biebrzy utwory zaliczone pod względem stratygraficznym do paleogenu rozpoznano jedynie w Dzięciołowie. W przedziale głębokości od 110 do 140 m p.p.t. nawiercono mułowce piaszczyste oraz różnoziarniste piaski o miąższości ok. 20 m. Na kontakcie erozyjnym ponad utworami paleogenu zalegają osady czwartorzędu.

W części północnej pradoliny Biebrzy osady paleogeńsko-neogeńskie nawiercono w Prostkach na głębokości 145–151 m p.p.t. (rzędne od 30,3 do 24,0 m p.p.m.). Są to prawdopodobnie utwory paleogenu wykształcone w postaci mułków i piasków ilastych.

W wyniku zaburzeń glacitektonicznych i erozji powierzchnia stropu utworów paleogeńsko-neogeńskich jest bardzo urozmaicona, o deniwelacjach przekraczających lokalnie 100 m. Stropowe partie osadów paleogeńsko-neogeńskich udokumentowano w rejonie Goniądza w Osowcu Twierdzy, gdzie w przedziale głębokości od 144 do 149 m p.p.t. występują piaski drobnoziarniste, zielone i zapylone. Do głębokości 155 m p.p.t. występują osady mułków piaszczystych barwy szarej. Strop utworów układa się na rzędnej 32,2 m n.p.m., a spąg na rzędnej 73 m n.p.m.

Paleocen

Utwory paleocenu występują powszechnie na obszarze całej zlewni, choć lokalnie pokrywa osadowa może być nieciągła. Zwykle zalegają one bezpośrednio na seriach osadowych kredy górnej. Osady paleocenu największą miąższość osiągają w północnej i północno-zachodniej części zlewni. Obszar ten podlegał dużej subsydencji, a osady głównie są wykształcone w facji marglisto-mułowcowej z gezami. W okolicach Ełku miąższość paleocenu przekracza 100 m. Dalej na południe przeażają utwory klastyczne, głównie iłowce, piaski i piaskowce.

W rejonie Woźnawsiosady paleoceńskie, zachowują ciągłość sedymentacyjną z utworami kredy górnej. Paleocen dolny to margle, wapienie, gezy i opoki, przewarstwione piaskami z glaukonitem o miąższości ok. 80 m, nawiercone na głębokościach 140–160 m p.p.t. Powyżej tych utworów występują piaski, mułki i iłowce paleocenu górnego o miąższości 20–50 m.

Eocen, oligocen

Utwory eocenu i oligocenu tworzą nieciągłą pokrywę na skałach paleoceńskich i stanowią zwykle bezpośrednie podłoże dla czwartorzędu. W profilu dominują piaski, piaskowce oraz mułki i mułowce z glaukonitem. Dawniej osady te w całości zaliczano do oligocenu, obecnie uważa się, że jedynie najwyższa ich część może należeć do oligocenu. Osady eocenu i oligocenu były intensywnie niszczone, o czym świadczą liczne kry tych osadów stwierdzane w poziomach glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich.

Miocen

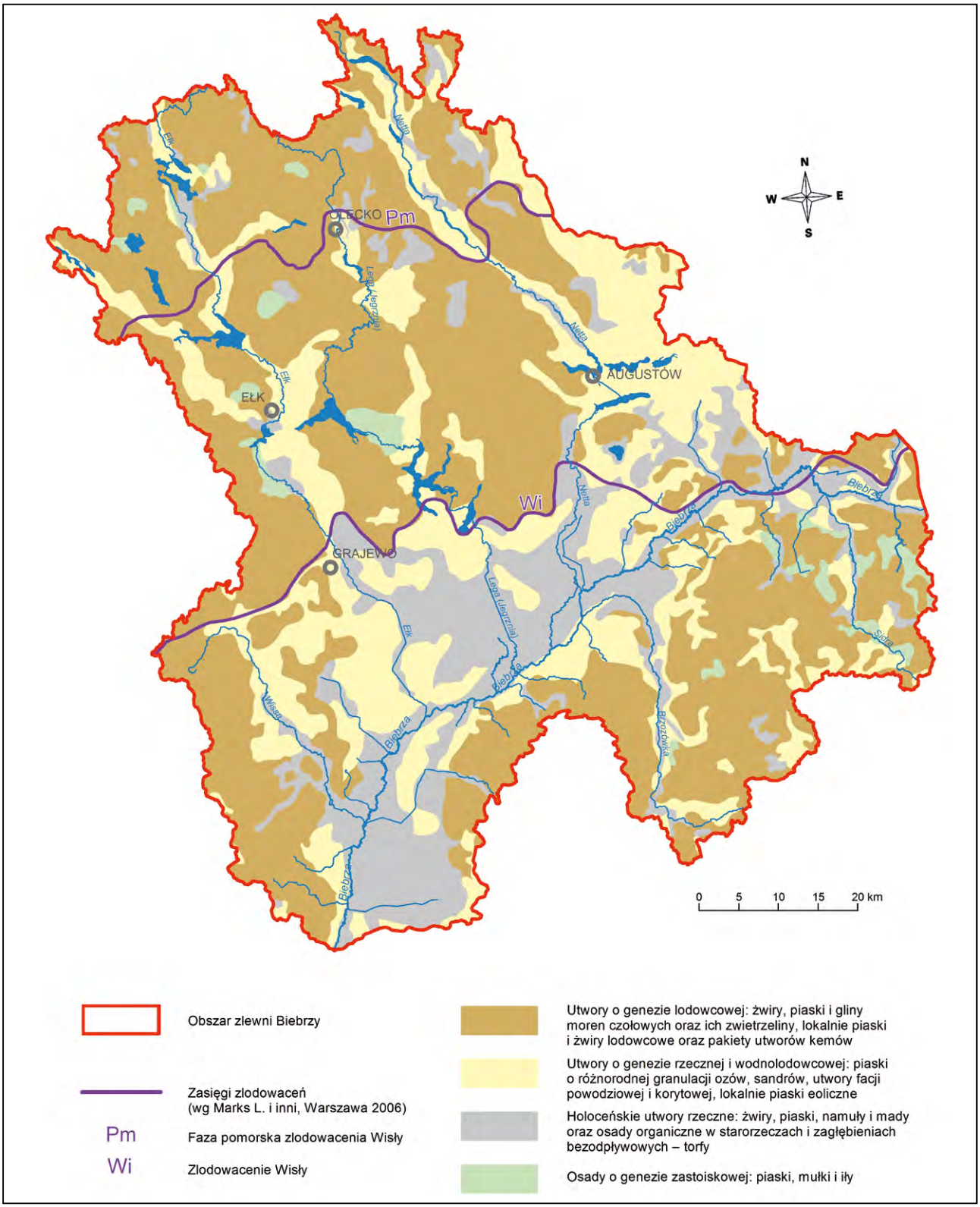
W miocenie sedymentacja przebiegała w warunkach płytkiego zbiornika słodkowodnego. Powstały wówczas mułki, iły i piaski z wkładkami substancji roślinnej. Pod koniec miocenu i w pliocenie następowało dalsze spłycanie zbiornika i osadzanie się iłów (rejon Radziłowa).

Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe występują na całym omawianym terenie. Największą miąższość, dochodzącą do 150–160 m, osiągają na obszarze Kotliny Biebrzy Środkowej w zachodniej części Kotliny Biebrzy Górnej. Na pozostałym obszarze miąższość osadów wynosi ok. 120–130 m. Utwory czwartorzędowe są wykształcone w postaci osadów lodowcowych, wodnolodowcowych, rzecznych, jeziornych i zastoiskowych (Ryc. 46) zaliczanych do zlodowaceń: najstarszego (narwi), południowopolskiego (nidy, sanu i wilgi), środkowopolskich (odry i warty) i północnopolskiego (wisły) oraz interglacjałów: augustowskiego (podlaskiego), mazowieckiego (wielkiego) i eemskiego, przykrytych osadami holocenu.

Preplejstocen

Osady preplejstocenu to głównie osady rzeczne pozostałe w dnach dolin rzecznych.



Ryc. 46. Budowa geologiczna utworów powierzchniowych zlewni Biebrzy

Plejstocen

Osady **zlodowacenia narwi (GI)** są reprezentowane przez iły, mułki i piaski zastoiskowe o miąższości kilku metrów oraz poziom glin zwałowych o miąższości ok. 15 m. Na północ od doliny Biebrzy lokalnie zachował się poziom glin zwałowych o miąższości dochodzącej do 5–8 m. Utwory te występują w przegłębieniach powierzchni podczwartorzędowej, na rzędnej ok. 20 m p.p.m., głównie w centralnej części zlewni, m.in. w rejonie miejscowości: Grajewo, Szymany

i Biebrza. Spoczywają one bezpośrednio na osadach paleogenu, rzadziej, głównie we wschodniej części obszaru, zalegają wprost na seriach węglanowych kredy górnej. Rozpoznane tu osady zlodowacenia narwi są charakterystyczne dla strefy peryglacjalnej. Ich nieciągły charakter jest konsekwencją egzaracyjnej działalności lądolodów zlodowacenia południowopolskiego.

Lądolód **zlodowacenia nidy** pozostawił po sobie występujący powszechnie poziom glin zwałowych o miąższości dochodzącej do 15 m. Przed czołem lądolodu formowały się zbiorniki zastoiskowe. Pozostałością po nich są warstwy osadów ilastych występujące poniżej glin zwałowych. Miąższość tych osadów nie przekracza 6 m. W dolinie Biebrzy poniżej osadów zastoiskowych występuje warstwa osadów piaszczysto-żwirowych, których geneza najprawdopodobniej jest związana ze środowiskiem wód płynących.

W trakcie **interglacjału małopolskiego** we wschodniej części obszaru funkcjonował rozległy zbiornik jeziorny. Pozostałością po nim jest warstwa mułowcowo-piaszczysta (iły, mułki i piaski o niewielkiej granulacji z torfami, o łącznej miąższości do 20 m) z detrytusem roślinnym. Osady te na kierunku południkowym można zidentyfikować w odległości 60 km, co świadczy o znacznych rozmiarach zbiornika. Miąższość osadów jeziornych lokalnie dochodzi do 35 m.

Transgresję lądolodu **zlodowacenia sanu 1** poprzedziło ponowne uruchomienie sedymentacji zastoiskowej w dzisiejszej dolinie Biebrzy. Śladem tego zastoiska jest kilkunastometrowej miąższości warstwa iłów i mułków. Osady te spoczywają na glinach i piaskach wodnolodowcowych zlodowacenia nidy, a przykryte zostały przez gliny zwałowe zlodowacenia sanu 1. Gliny te nie tworzą ciągłej pokrywy, co jest efektem erozji w trakcie interglacjału ferdynandowskiego oraz zlodowacenia wilgi.

W trakcie **interglacjału ferdynandowskiego** na omawianym obszarze funkcjonowały zbiorniki jeziorne. Osady z tego okresu nawiercono w północnej i centralnej części obszaru. Są to głównie mułki i piaski drobnoziarniste z detrytusem roślinnym, o miąższości do 25 m.

Zlodowacenia wilgi (sanu 2) jest reprezentowane przez osady zastoiskowe i gliny zwałowe. Osady zastoiskowe formowały się w lokalnych obniżeniach i nie tworzą ciągłej pokrywy. Ich część została zapewne usunięta w wyniku erozji. W miejscach występowania są one przykryte poziomem glin zwałowych, występującym powszechnie na całym obszarze, osiągając największe miąższości (do 30 m) w północnej części obszaru zlewni.

W **interglacjale mazowieckim** na omawianym obszarze funkcjonowała sieć rzeczna, a w obniżeniach terenu lokalnie trwała sedymentacja jeziorna. Miąższość osadów w południowej i centralnej części może dochodzić do 20 m. Litologicznie są to iły, mułki i piaski o niewielkiej granulacji, często z torfami. W części północnej nie ma jeziornych osadów interglacjalnych. Na północy miąższość piasków i żwirów rzecznych lokalnie dochodzi do 40 m, przy czym górna ich część reprezentuje tu zapewne interglacjał Zbójna.

Zlodowacenie liwca jest reprezentowane przez poziom gliny zwałowej oraz osady zastoiskowe nawiercane powyżej osadów interglacjału mazowieckiego w centralnej i południowej części obszaru zlewni. Miąższość utworów wynosi zwykle kilka, choć lokalnie może dochodzić do kilkunastu metrów.

W **interglacjale zbójna** funkcjonowała sieć rzeczna, której śladem jest nieciągły poziom osadów piaszczysto-żwirowych o miąższości dochodzącej do 20 m.

Najstarsze osady **zlodowacenia odry** mają genezę zastoiskową. Miąższe do 20 m poziomy iłów i mułków powstawały w zbiornikach przed czołem lądolodu. Po transgresji i wytopieniu lądolodu osady te zostały przykryte glinami zwałowymi. Poziom glin zwałowych zlodowacenia odry jest wyraźnie nieciągły i charakteryzuje się bardzo zmienną miąższością (od kilku do ponad 20 m).

W **interglacjale lubelskim (lubawskim)** doszło do odbudowania sieci rzecznej. Doliny kopalne o głębokości przekraczającej lokalnie 20 m zostały wypełnione materiałem piaszczysto-żwirowym. W obniżeniach terenu trwała sedymentacja jeziorna.

Zlodowacenie warty pozostawiło od 2 do 3 poziomów glin zwałowych związanych z trzema kolejnymi stadiałami. Miąższy do 25 m poziom glin jest związany ze stadiałem dolnym. Poziom ten występuje powszechnie w południowej i centralnej części obszaru, a lokalne nieciągłości mają tu charakter erozyjny. Gliny stadiału dolnego zalegają zwykle na osadach wodnolodowcowych lub zastoiskowych. Bezpośrednio na nich spoczywają osady zastoiskowe i wodnolodowcowe związane ze stadiałem środkowym zlodowacenia warty. Występujące powyżej gliny zwałowe stadiału środkowego tworzą nieciągły poziom o bardzo zmiennej miąższości. Na południe od doliny Biebrzy na powierzchni terenu odsłaniają się osady stadiału górnego zlodowacenia warty. Powierzchnia ta jest bardzo urozmaicona pod względem morfologicznym. Sprzyja temu obecność licznych form polodowcowych w postaci wałów czołowomorenowych, moren z wyciśnięcia, pagórków kemowych i ozów. Zróżnicowany relief podkreślają dodatkowo głęboko wcięte doliny rzeczne uformowane już po stadiale górnym zlodowacenia warty. W centralnej części zlewni Biebrzy osady zlodowacenia warty tworzą ciągły poziom piaszczysty o miąższości 10–20 m (rzędna ok. 120 m n.p.m.), w stropie którego występują gliny i mułki. Utwory piaszczyste wypełniają prawie cały obszar pradoliny Biebrzy. Brak ich jedynie na terenach wysp morenowych występujących w obrębie pradoliny. Wysoczyzny Kolneńska i Białostocka, otaczające pradolinę, są zbudowane z glin zwałowych, mułków i piasków tego stadiału. Kompleksy glin zwałowych często są porozcinane systemami rynien i zagłębień dolinnych, wypełnionych przez piaski drobnoziarniste lub mułki.

Osady **interglacjału eemskiego** zachowały się tylko lokalnie. Są to zwykle piaski i mułki jeziorne, o miąższości nieprzekraczającej kilku metrów. W okresie tym panowała wzmożona działalność erozyjna, stąd na większości obszaru badań brak osadów z tego okresu.

Zlodowacenie wisły reprezentuje miąższy pakiet osadów lodowcowych. Zasięgi poszczególnych faz: leszczyńskiej, poznańskiej i pomorskiej są wyraźnie zaznaczone we współczesnej morfologii terenu. Zasięg fazy leszczyńskiej wyznacza krawędź pradoliny Biebrzy. Na terenie pradoliny oraz częściowo w dolinach kopalnych Ełku, Legi i Rozpudy występują rozległe pola piasków sandrowych. W części północnej zlewni Biebrzy gliny zwałowe fazy poznańskiej lub pomorskiej, o miąższości do 30 m, tworzą zróżnicowaną morfologicznie wysoczyznę. Występują tu, obok glin zwałowych moren czołowych i moren martwego lodu, liczne ozy, kemy, tarasy kemowe, obniżenia zastoiskowe lub zagłębienia rynnowe wypełnione piaskami wodnolodowcowymi. Na terenach południowych wysoczyzn nie stwierdzono osadów z tego okresu. Po zlodowaceniu wisły pozostały trzy poziomy glin zwałowych rozdzielonych osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi. Najdalej na południe lądolód sięgał w trakcie fazy leszczyńskiej. W tym czasie lądolód przekroczył współczesną Dolinę Biebrzy. Na północ do Kotliny Biebrzańskiej na powierzchni terenu odsłaniają się głównie gliny zwałowe fazy poznańskiej. W obniżeniach występują natomiast osady wodnolodowcowe, sedymentowane już w trakcie fazy pomorskiej. W tym czasie na wschodzie formował się rozległy stożek sandru augustowskiego. Lądolód fazy pomorskiej objął już tylko północną część zlewni. Występuje tu miąższy poziom glin zwałowych, a rzeźbę terenu urozmaicają liczne wzgórza czołowomorenowe i moren z wyciśnięcia oraz pagórki kemowe. Licznie występują tu jeziora o genezie rynnowej i wytopiskowej.

Holocen

Sedymentacja osadów holocenu jest związana głównie z dolinami rzecznymi, w których osadziły się mady, mułki i piaski rzeczne tarasów zalewowych i nadzalewowych. Na równinach sandrowych lokalnie powstały formy piasków eolicznych (pola piasków przewianych) m.in. w rejonie Czerwonego Bagna i Osowca. W zagłębieniach bezodpływowych wysoczyzny rozwijają się torfowiska wysokie. W pradolinie Biebrzy utworzyły się rozległe obszary torfów i namułów o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Wypełniły one przegłębienia terenu, tzw. baseny: północny, środkowy i południowy. Największy kompleks torfowy powstał w basenie środkowym na obszarze o powierzchni 45 847 ha. Przeważają torfy płytkie o miąższości do 1 m oraz torfy średniogłębokie o miąższości od 1 do 2 m. Złoże torfów szuwarowych i turzycowiskowych, o miąższości przekraczającej 4 m, udokumentowano w centralnej części Czerwonego Bagna. W basenie południowym Biebrzy łączna powierzchnia torfowisk wynosi ok. 25 000 ha. Przeważają torfy o miąższości do 1,5 m, które zalegają najczęściej na osadach piaszczystych lub rzadziej na gytiach.

Uwaga: Na potrzeby niniejszej pracy wykorzystano opracowania Lindnera (1992), Stupnickiej (1997), Mojskiego (2005), Żelaźniewicza i in. (2011) oraz Mapę Geologiczną Polski 1:200 000 (arkusze Kętrzyn, Suwałki, Sejny, Pisz, Ełk, Sokółka, Łomża, Białystok) i Szczegółową Mapę Geologiczną Polski 1:50 000 (42 arkusze).

ŚRODOWISKO ANTROPOGENICZNE

UŻYTKOWANIE I ZAGOSPODAROWANIE TERENU

W zlewni Biebrzy dominują tereny użytkowane rolniczo. Zajmują one 4681,1 km^2, tj. 66,3% powierzchni zlewni (Ryc. 47, Tab. 8). Lasy i obszary seminaturalne stanowią 26,4% powierzchni badanego obszaru. Tereny leśne to przede wszystkim zwarte kompleksy Puszczy Augustowskiej, Boreckiej oraz kompleksy leśne Biebrzańskiego Parku Narodowego. Obszary podmokłe m.in. Kotlina Biebrzańska oraz jeziora i zbiorniki wodne (do największych należą jez.: Rospuda Filipowska, Szwałk Wielki, Łaźno, Litygajno, Gawlik, Szóstak, Ułówki, Łaśmiady, Sunowo, Ełckie, Selmęt Wielki, Rajgrodzkie, Dręstwo, Necko, Białe Augustowskie i Sajno) zajmują 6,3% powierzchni zlewni. Tereny przekształcone antropogenicznie stanowią zaledwie 1% powierzchni zlewni.

Znaczny obszar zlewni Biebrzy ma charakter rolniczy (Fot. 27). Udział użytków rolnych jest zdecydowanie wyższy na północy i na południu zlewni w rejonie Wzgórz Sokólskich. Mniejszy udział użytków rolnych jest widoczny w gminach z dużą powierzchnią lasów, zwłaszcza na terenie Biebrzańskiego Parku Narodowego i parków krajobrazowych, a także na obszarach zurbanizowanych. Na terenie zlewni przeważa rolnictwo rynkowe, głównie z uprawami zbóż, warzyw i owoców, służące do zaopatrzenia dużych miast oraz do celów eksportowych. We wschodniej części zlewni przeważa rolnictwo tradycyjne, średnio produktywne i drobnoskalowe. Uprawy sadownicze nie występują.

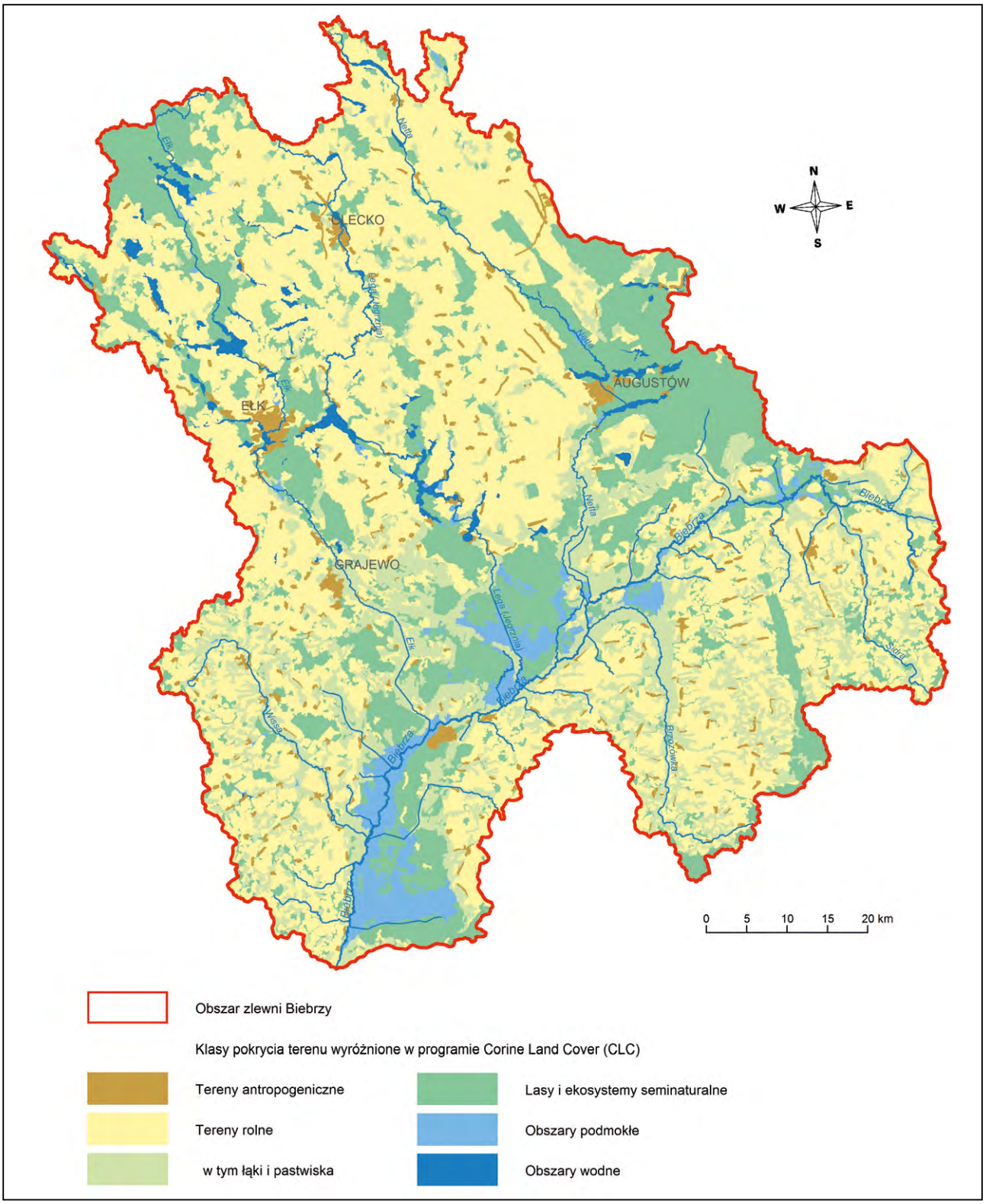
Tabela 8

Użytkowanie powierzchni terenu w granicach zlewni Biebrzy

Typ użytkowania terenu	Powierzchnia [ha]	%	Klasy pokrycia terenu*	%
1 – Tereny antropogeniczne	74,2	1,0	1.1.2 – Zabudowa miejska luźna	0,90
			1.2.1 – Tereny przemysłowe lub handlowe	0,04
			1.3.1 – Miejsca eksploatacji odkrywkowej	0,01
			1.3.2 – Zwałowiska i hałdy	0,005
			1.3.3 – Budowy	0,005
			1.4.1 – Tereny zielone	0,01
			1.4.2 – Tereny sportowe i wypoczynkowe	0,03
2 – Tereny rolne	4681,1	66,3	2.1.1 – Grunty orne poza zasięgiem urządzeń nawadniających	39,10
			2.3.1 – Łąki i pastwiska	13,9
			2.4.2 – Złożone systemy upraw i działek	5,10
			2.4.3 – Tereny zajęte głównie przez rolnictwo z dużym udziałem roślinności naturalnej	8,20
3 – Lasy i ekosystemy seminaturalne	1874,5	26,4	3.1.1 – Lasy liściaste	6,30
			3.1.2 – Lasy iglaste	12,90
			3.1.3 – Lasy mieszane	6,40
			3.2.4 – Lasy i roślinność krzewiasta w stanie zmian	0,80
4 – Obszary podmokłe	289,9	4,1	4.1.1 – Bagna śródlądowe	4,10
5 – Obszary wodne	154,7	2,2	5.1.2 – Zbiorniki wodne	2,20

* numer wg bazy CORINE LAND COVER, 2018

Lasy, głównie borowe (13%), liściaste (6,3%) i mieszane (6,4%) pokrywają ponad 26,4% powierzchni zlewni Biebrzy (Ryc. 47). Jest to wartość zbliżona do średniej krajowej, wynoszącej 28%. Największe kompleksy leśne znajdują się w północno-zachodniej części zlewni (Puszcza Borecka), a także we wschodniej (Puszcza Augustowska) i centralnej części (Biebrzański Park Narodowy). Zalesiony jest także obszar na południu, będący fragmentem Puszczy Knyszyńskiej (gminy Janów i Czarna Białostocka). Duży kompleks leśny rozciąga się także na północ od Ełku. Najsłabiej zalesione obszary znajdują się w północno-wschodniej i wschodniej części zlewni Biebrzy.

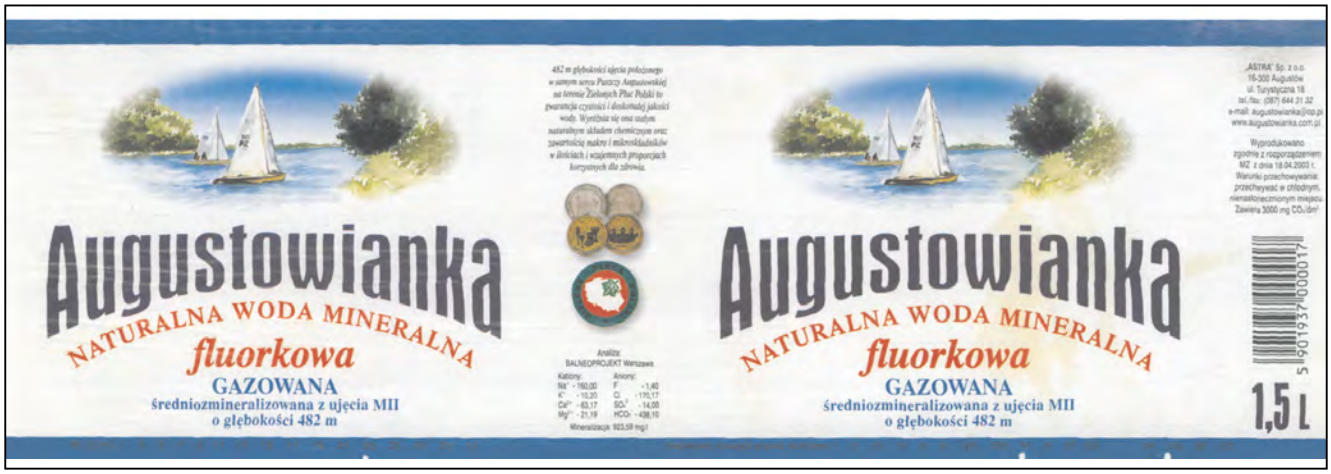


Ryc. 47. Zagospodarowanie powierzchni terenu zlewni Biebrzy (CORINE LAND COVER, 2018)

Fot. 27. Uprawy rzepaku (Krzyżewo, gm. Kalinowo) i bobiku (Kalinowo) (fot. D. Węglarz)

Strefa zurbanizowana ma charakter luźnej zabudowy, związanej z ośrodkami miejskimi, do których należą: Mońki, Lipsk, Suchowola, Dąbrowa Białostocka, Rajgród, Szczuczyn, Goniądz, Filipów i Suwałki (zachodni niewielki fragment). Są tu zlokalizowane jedynie 4 większe miejscowości: na północy Olecko, na zachodzie Ełk i Grajewo, a na wschodzie Augustów. Strefy przemysłowe wraz z kopalniami i innymi wyrobiskami zajmują zaledwie 0,05% powierzchni terenu. Przemysł jest zlokalizowany głównie w większych miastach, w północnej części zlewni są to miasta: Ełk, Suwałki i Olecko, w części centralnej – Grajewo, a w części południowej zlewni są to miejscowości położone w na peryferiach Białegostoku. W granicach zlewni zinwentaryzowano 232 zakłady przemysłowe (Filar i in., 2018). Przemysł opiera się głównie na produkcji spożywczej, rolno-spożywczej, metalowej, budowlanej, drzewnej bądź innej. Ogólnie obszar zlewni Biebrzy jest słabo uprzemysłowiony i w małym stopniu przekształcony przez działalność czło-

Fot. 28. Wieża obserwacyjna im. W. Wołkowa (Burzyn n. Biebrzą, gm. Jedwabne) (fot. D. Węglarz)



Fot. 29. Etykieta wody „Augustowianka" (fot. M. Janik z kolekcji własnej)

wieka. W granicach zlewni Biebrzy są wydobywane złoża kopalin. Do najliczniejszych należą kruszywa naturalne, następnie surowce ilaste, kreda, piaski kwarcowe oraz torfy. Obszary wydobywania kopalin wynoszą od kilkunastu m^2 do maksymalnie 2,0 km^2. Wszystkie złoża kopalin, znajdujące się w granicach zlewni Biebrzy, zajmują łącznie nieco ponad 12 km^2 (Midas, 2018).

Przez obszar zlewni Biebrzy przebiegają szlaki komunikacyjne łączące większe miejscowości. Są to drogi krajowe: nr 8 – Białystok–Augustów–Suwałki, nr 16 – Orzysz–Ełk–Augustów–Ogrodniki, nr 58 – Szczytno–Pisz–Szczuczyn, nr 61 – Łomża–Szczuczyn–Grajewo–Augustów i nr 65 – Białystok–Grajewo–Ełk–Gołdap. W żegludze śródlądowej ważną rolę odgrywa port wodny Port Augustów.

Turystyka to gałąź gospodarki stale rozwijająca się na obszarze zlewni Biebrzy. Rejon ten z uwagi na mnogość walorów przyrodniczych, krajobrazowych i kulturowych, przyciąga każdego roku coraz więcej turystów. W omawianym obszarze udostępniono turystom dziesiątki kilometrów szlaków pieszych, rowerowych i kajakowych. Wachlarz usług oferowanych turystom jest stale poszerzany o nowe atrakcje – loty balonem, ścieżki edukacyjne, spływy tratwami, „bird watching", czyli podglądanie siedlisk ptaków (Fot. 28). Baza noclegowa jest dobra. W większych, ale również i małych miejscowościach bez problemu można znaleźć miejsce w ośrodkach wypoczynkowych, hotelach, pensjonatach, gospodarstwach agroturystycznych i polach namiotowych.

Należy wspomnieć, że miasto Augustów ma status uzdrowiska klimatycznego. Znanym i cenionym kurortem letnim Augustów był już w okresie międzywojennym, Od lat 60. miasto zabiegało o status uzdrowiska, częściowe uprawnienia uzdrowiska uzyskując w grudniu 1970 r. – sanatorium „Budowlani" pierwszych kuracjuszy zaczęło przyjmować w 1976 r. Status uzdrowiska miasto uzyskało w październiku 1993 r.

Augustów słynie również z wody mineralnej „Augustowianka" eksploatowanej z ujęcia o głębokości 482 m. Wodę cechuje stały skład chemiczny oraz zawartość siedmiu składników o wartościach leczniczych. „Augustowianka" ma wyjątkowe właściwości smakowe i odżywczo-zdrowotne (Fot. 29).

Według danych GUS w 2016 r. łączna liczba ludności w granicach zlewni Biebrzy wynosiła nieco ponad 570 000 osób (Filar i in., 2018). Najwięcej ludności zamieszkuje duże miasta, takie jak: Ełk, Olecko, Grajewo i Augustów. Tam też występuje największa gęstość zaludnienia, sięgająca maksymalnie 2901 os/km^2 w Ełku oraz 1425 os/km^2 w Olecku. Najmniejsza gęstość zaludnienia jest w gminach wiejskich położonych na obszarze Biebrzańskiego Parku Narodowego: Goniądz (9 os/km^2), Trzcianne (13 os/km^2), Nowinka (14 os/km^2), Sztabin (14 os/km^2), Lipsk (16 os/km^2) i Grajewo (19 os/km^2).

Uwaga: Charakterystykę użytkowania i zagospodarowania terenu wykonano na podstawie informacji zebranych podczas prac terenowych (Filar i in., 2018) oraz danych zaczerpniętych z map topograficznych, bazy Corine Land Cover (2018), bazy Głównego Urzędu Statystycznego (2016) oraz bazy o surowcach mineralnych Polski (MIDAS, 2018).

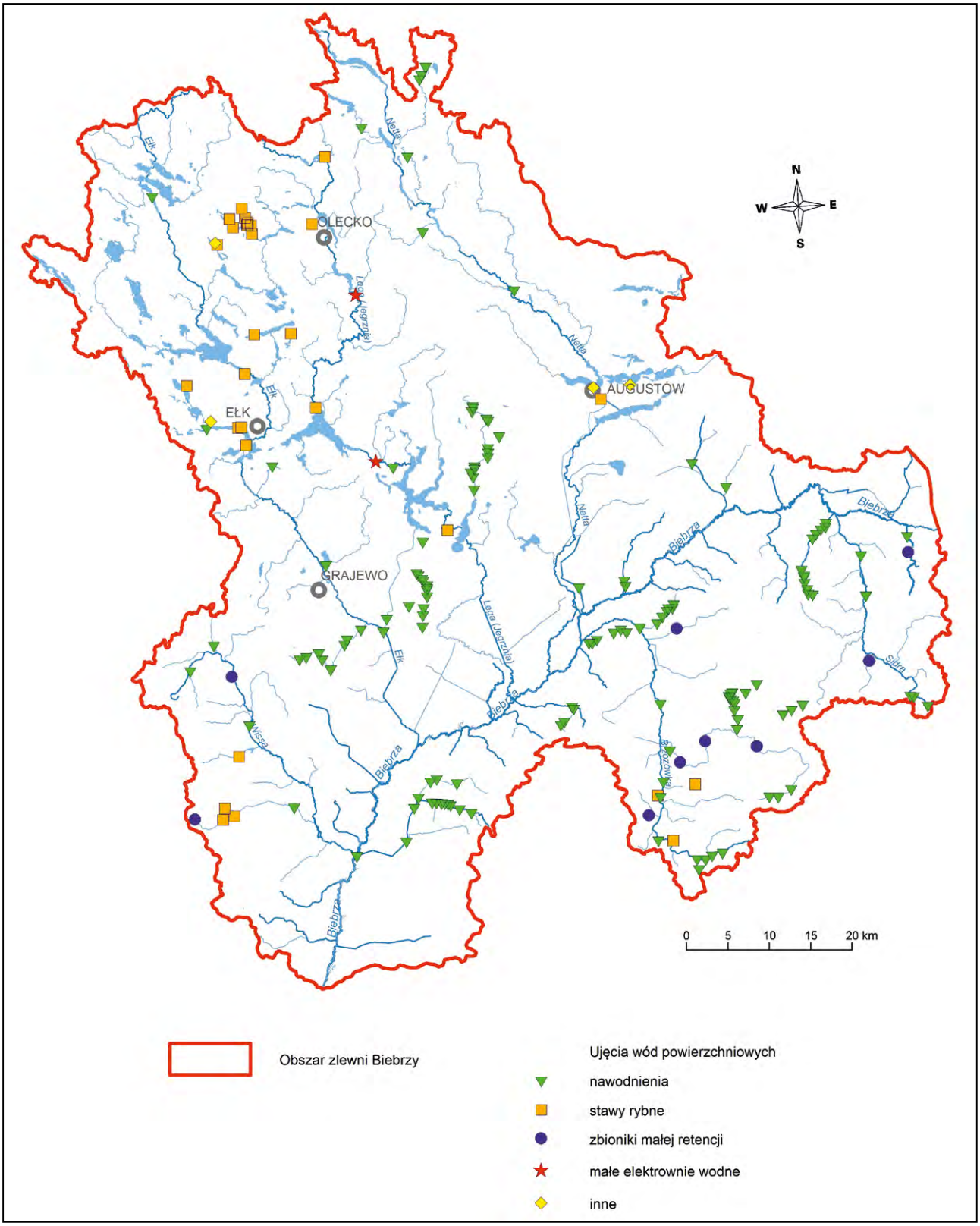
UŻYTKOWANIE WÓD POWIERZCHNIOWYCH I PODZIEMNYCH

Na obszarze zlewni Biebrzy znajdują się 73 ujęcia wód powierzchniowych (Ryc. 48), których eksploatacja odbywa się przede wszystkim w okresie kwiecień–wrzesień, głównie ze względu na to, że ponad 51% ujęć stanowią obiekty wykorzystywane do nawodnień rolniczych oraz nawodnień użytków zielonych (zwłaszcza środkowa i południowa cześć zlewni).

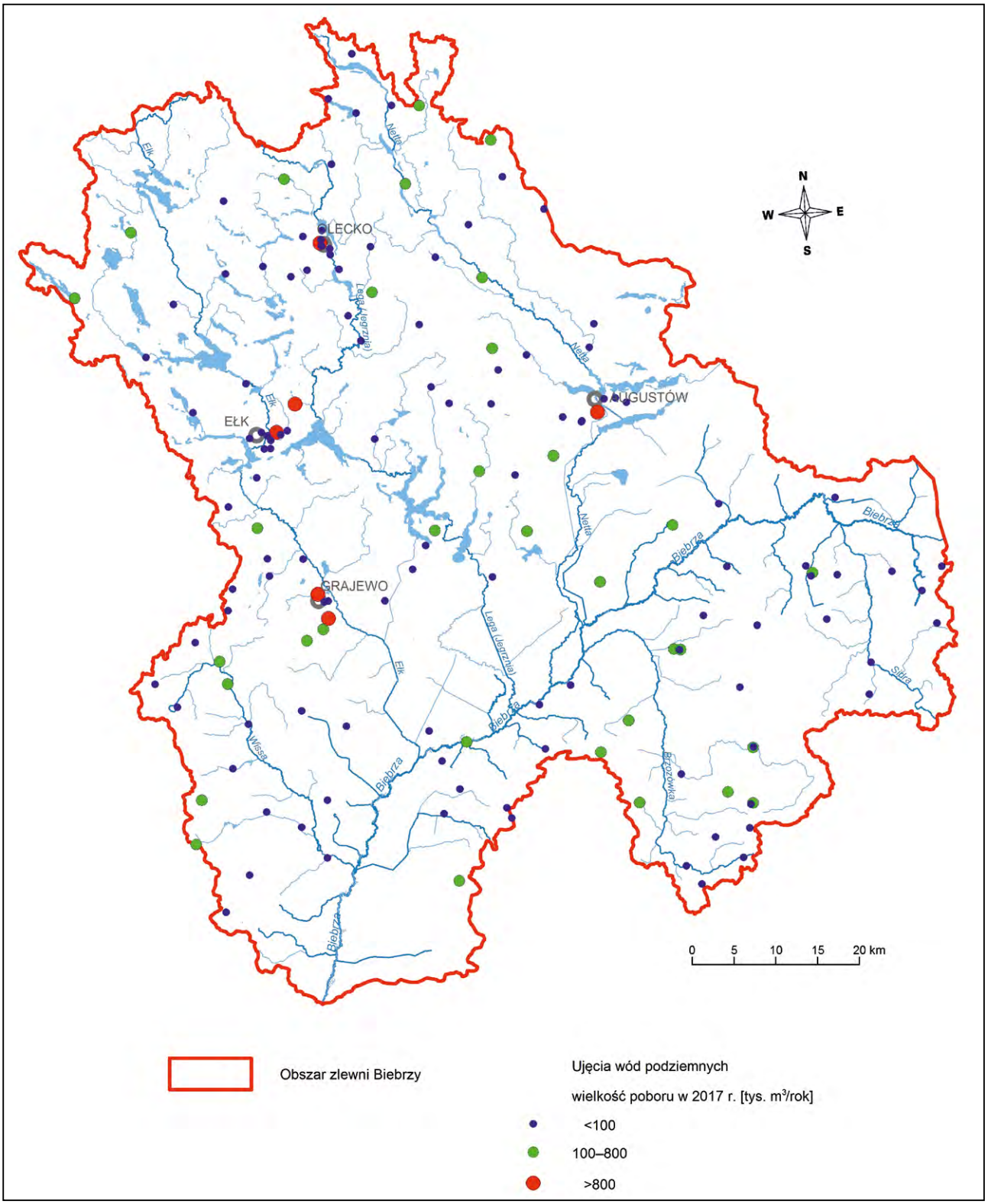
Około 27% ujęć to stawy rybne wykorzystywane do ekstensywnej hodowli ryb. Są one przede wszystkim zlokalizowane na północy zlewni. Około 12% stanowią zbiorniki retencyjne, zlokalizowane przede wszystkim w południowo-wschodniej części zlewni Biebrzy. W miejscowościach Boćwinka i Sypitki wody powierzchniowe są wykorzysty-

wane na cele Małych Elektrowni Wodnych. Pozostałe, nieliczne ujęcia wód powierzchniowych, są wykorzystywane do celów technologicznych.

W granicach zlewni Biebrzy znajduje się również 157 czynnych ujęć wód podziemnych (Ryc. 49). W większości eksploatują one wody poziomów piętra czwartorzędowego. Ujęcia te są skoncentrowane wokół i w większych ośrodkach miejskich tj. w: Augustowie, Czarnej Białostockiej, Ełku, Grajewie (Fot. 30), Mońkach, Olecku, Rajgrodzie i Suwałkach. Na pozostałym obszarze przeważają ujęcia małe,



Ryc. 48. Ujęcia wód powierzchniowych (Pobory, 2017)



Ryc. 49. Ujęcia wód podziemnych (Pobory, 2017)

o niewielkim poborze wody, np. w Powysokim (Fot. 31) i Pomianach (Fot. 32).

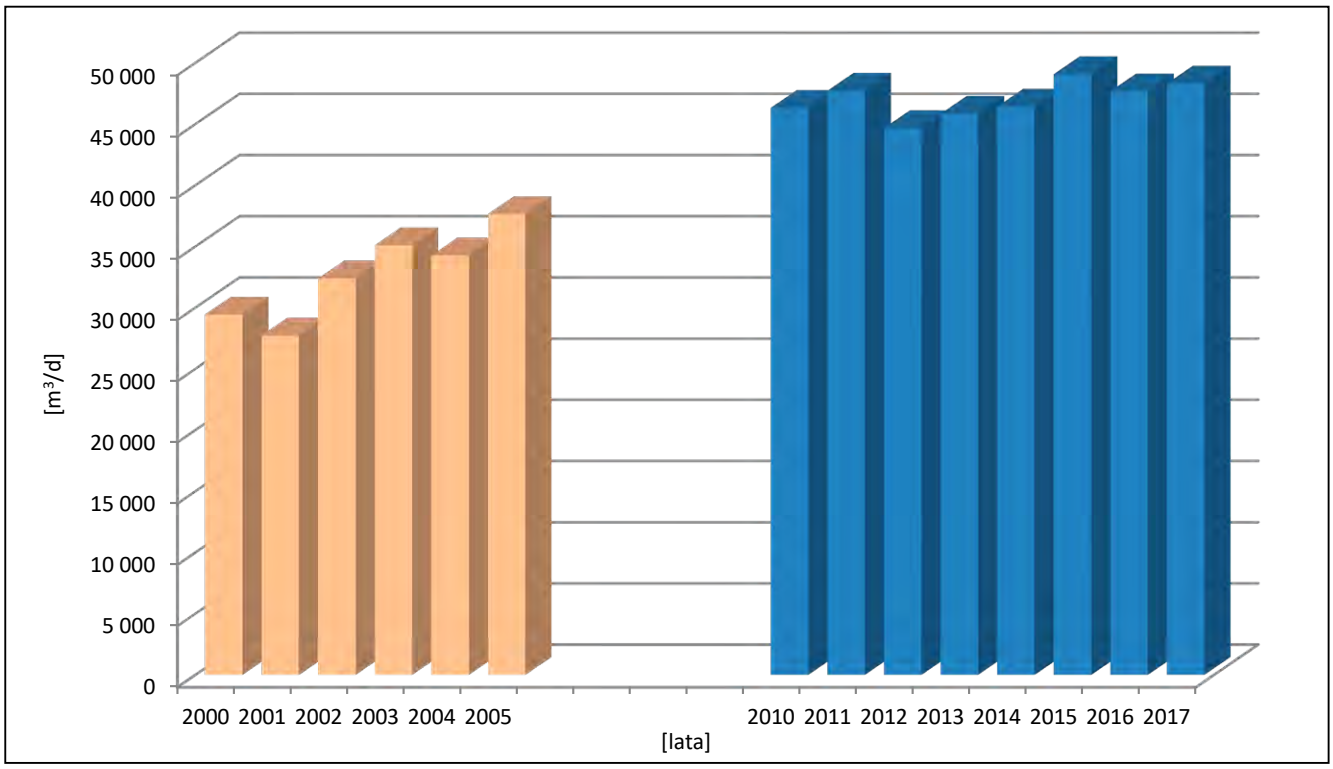
Ujęć o poborze bliskim i przekraczającym 800 tys. m³/rok jest tylko sześć (Pobory, 2017) i są to ujęcia zbiorowego zaopatrzenia ludności w Augustowie, Grajewie , Olecku, Ełku, w gminie wiejskiej Ełk oraz ujęcie Grupy Animex S.A. w Ełku.

Przy szacowaniu wielkości poboru wód podziemnych, ze względu na wysoki stopień zwodociągowania obszaru zlew-

Fot. 30. Ujęcie wód podziemnych w Grajewie (fot. K. Jóźwiak)

Fot. 31. Ujęcie wód podziemnych w Powysokim (gm. Raczki) (fot. D. Węglarz)

Fot. 32. Ujęcie wód podziemnych w Pomianach (gm. Bargłów Kościelny) (fot. D. Węglarz))



Ryc. 50. Wielkość poboru wód podziemnych w zlewni Biebrzy

ni, wynoszącym w większości gmin ponad 70% (poza nielicznymi wyjątkami), nie uwzględniano poboru nieopomiarowanego. Przyjęto, że jest on pomijalnie mały i pozostaje bez znaczącego wpływu na obliczenia zasobów wód podziemnych na obszarze bilansowym zlewni Biebrzy. Ewidencjonowany pobór wód podziemnych ze wszystkich ujęć zlokalizowanych w obrębie obszaru bilansowego zlewni Biebrzy w 2017 r. wyniósł ok. 17 631 tys. m³.

Analiza poboru wód podziemnych, zarówno jego wielkości, jak i struktury (Frankowski i in., 2009; Filar i in., 2018) wskazuje, że wielkość poboru wód podziemnych w ostatnich latach utrzymuje się w zlewni Biebrzy na zbliżonym poziomie (Ryc. 50). Średnia wielkość poboru wód podziemnych w latach 2010–2017 wyniosła 46 998 m³/d i jest ona wyższa o ok. 30% od średniej z lat 2000–2005.

Wielkość poboru wód podziemnych w zlewni Biebrzy, w 2017 r. (48 304 m³/d), stanowi zaledwie 2% wielkości za-sobów odnawialnych oraz 7% wielkości zasobów dyspozy-cyjnych wód podziemnych zlewni Biebrzy. Biorąc pod uwa-gę wielkość poboru określonego w wydanych, dla obszaru zlewni Biebrzy, pozwoleniach wodnoprawnych pobór w 2017 r. stanowił 53% ich łącznej wartości (91 522 m³/d).

OGNISKA ZANIECZYSZCZEŃ WÓD PODZIEMNYCH

Zlewnia Biebrzy ze względu na walory przyrodnicze oraz niski stopień zurbanizowania i uprzemysłowienia charakteryzuje się niewielkim stopniem przekształceń antropogenicznych. Wynika to przede wszystkim z uwarunkowań prawnych chroniących środowisko naturalne, które uniemożliwiają rozwój przemysłu na tym terenie. Obszary zurbanizowane, górnicze i przemysłowe stanowią zaledwie ok. 1% terenu. Nieliczne zakłady przemysłowe i produkcyjne, których działalność może potencjalnie stanowić zagrożenie dla wód podziemnych, koncentrują się przede wszystkim wokół większych miast takich jak: Suwałki, Augustów, Ełk czy Grajewo. Działają tu zakłady przemysłu spożywczego, przetwórstwa drzewnego, odzieżowego, materiałów budowlanych, maszynowego oraz jachtowego. W w/w miastach działają ciepłownie i elektrociepłownie miejskie. Wraz z oddalaniem się od granic większych miast, zmienia się sposób zagospodarowania w kierunku rolniczym i leśnym. Koncentruje się tu głównie przemysł spożywczy, rolny oraz tartaczny.

Podczas kartowania sozologicznego wykonanego na potrzeby opracowania „*Dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni Biebrzy*" (Filar i in., 2018) uaktualniono dane o obiektach zgromadzonych w bazach GIS Antropopresja (2019), Mapa Hydrogeologiczna Polski (MHP) 1:50 000 oraz Główne zbiorniki Wód Podziemnych (GZWP). Aktualne dane uzyskano z urzędów gmin, starostw powiatowych i urzędów marszałkowskich, miejscowych zakładów gospodarki komunalnej oraz w trakcie wizji terenowych. W wyniku prac zweryfikowano łącznie 597 rzeczywistych i potencjalnych ognisk zanieczyszczeń na obszarze zlewni Biebrzy (Filar i in., 2018).

Potencjalne ogniska zanieczyszczeń, zlokalizowane w zlewni Biebrzy można podzielić na:

- punktowe:
  – zakłady przemysłowe;
  – magazyny i stacje paliw;
  – fermy hodowlane;
  – oczyszczalnie ścieków oraz miejsca zrzutu ścieków;
  – zbiorniki na ścieki (szamba) i przydomowe oczyszczalnie ścieków;
- obszarowe (powierzchniowe):
  – składowiska odpadów;
  – zanieczyszczenia pochodzące z obszarów rolniczych
- liniowe:
  – drogi (trasy samochodowe: autostrada, droga ekspresowa i drogi krajowe);
  – sieci przesyłowe.

O rzeczywistych ogniskach zanieczyszczeń mówimy wówczas, gdy badania wykazują określony wpływ danego obiektu lub sposobu gospodarowania na danym obszarze na środowisko gruntowo-wodne lub gdy zanieczyszczenie jest wynikiem sytuacji nadzwyczajnych (awarie, wypadki i pożary).

Ogniska punktowe i mało powierzchniowe są najliczniejszą grupą na obszarze zlewni Biebrzy. Występują na całym obszarze zlewni, stanowiąc istotne zagrożenie dla wód podziemnych czwartorzędowego poziomu wodonośnego.

PUNKTOWE OGNISKA ZANIECZYSZCZEŃ

Zakłady przemysłowe

W granicach zlewni zinwentaryzowano 189 zakładów przemysłowych (Filar i in., 2018). 58 z nich zajmuje się produkcją spożywczą, rolno-spożywczą lub rolną – są to głównie zakłady przetwórstwa mlecznego i mięsnego, gospodarstwa rolne oraz wytwórnie wód gazowanych (np. Augustowianka Sp. z o.o.). Trzy obiekty zaliczono do kategorii przemysł metalowy i chemiczny, a 128 zakładów do kategorii inne. W kategorii inne znalazły się przede wszystkim obiekty zajmujące się przemysłem drzewnym (tartaki i zakłady meblarskie), odzieżowym, maszynowym i popularnym w tym rejonie – jachtowym. Do kategorii inne zaliczono również obiekty zajmujące się eksploatacją złóż kruszyw naturalnych (Kruszbet S.A.) oraz surowców ilastych.

Zinwentaryzowane obiekty można zaliczyć do dużych i średnich zakładów produkcyjnych. Zagrożenie dla wód podziemnych z tych obiektów może być związane z niewłaściwym gospodarowaniem ściekami i odpadami poprodukcyjnymi oraz magazynowaniem substancji niebezpiecznych.

Magazyny i stacje paliw

Na omawianym obszarze zinwentaryzowano 82 magazyny i stacje paliw. Największe zagęszczenie obiektów odnotowano w miejscowości Suwałki, Ełk, Grajewo i Augustów – łącznie 24 stacje paliw. Większość obiektów stanowią ogólnodostępne stacje benzynowe. Jedynie 4 spośród wszystkich to stacje przyzakładowe (Stacja Paliw w Mońkach, Spółdzielnia Usług Rolniczych w Radziłowie, PKS Łomża Placówka terenowa w Grajewie i Gospodarstwo Rolne w Wydminach). Dwa obiekty w miejscowości Olecko to magazyny substancji niebezpiecznych Delphia Yacht Kot Sp.J. Oddział w Olecku oraz „Struga S.A."

Magazyny i stacje paliw stanowią potencjalne zagrożenie zanieczyszczenia gruntu i wód podziemnych związkami ropopochodnymi i metalami ciężkimi, w przypadku np. rozszczelnienia zbiorników na paliwo (naziemnych i podziemnych). W przypadku 7 obiektów uzyskano informację o nieprowadzeniu monitoringu wód podziemnych. W odniesieniu do pozostałych obiektów – brak takiej informacji.

Fermy hodowlane

Podczas prac terenowych (Filar i in., 2018) uzyskano informacje o 43 fermach hodowlanych – 25 z nich to fermy drobiu, pozostałe obiekty to fermy bydła i trzody chlewnej. Najwięcej ferm drobiu odnotowano w gminie Suchowola (11 szt.). Do największych obiektów należą Ferma Sikory Sp. z o.o. i Spółdzielnia Drobiarska „Mazurski Kurczak" z obsadą po 20 tys. sztuk oraz ferma drobiu w Romanówce (3 kurniki, każdy po 20 tys. szt.).

Fermy hodowlane to nie tylko wpływ na krajobraz przyrodniczy i jakość powietrza, ale także potencjalne ognisko zanieczyszczenia gruntów i wód podziemnych.

Oczyszczalnie i miejsca zrzutu ścieków

Na terenie zlewni Biebrzy zinwentaryzowano 128 oczyszczalni ścieków (z czego 12 stanowią przydomowe oczyszczalnie ścieków) oraz 124 zrzuty ścieków (Filar i in., 2018). Najwięcej oczyszczalni ścieków znajduje się w powiatach ełckim (25 szt.), oleckim (21 szt.) i grajewskim (19 szt.). Przeważają oczyszczalnie mechaniczno-biologiczne (ponad 80%) (Fot. 33). Oczyszczalnie odprowadzają ścieki komunalne, socjalno-bytowe, rzadziej przemysłowe (8 obiektów).

Zgodnie z danymi z urzędów gmin i urzędów marszałkowskich, w 2015 r., 64 obiekty zrzucały 19 359,24 m³/d oczyszczonych ścieków, z czego 2138,23 m³/d stanowiły ścieki przemysłowe. Spośród 64 obiektów największą ilość ścieków w 2015 r. produkowały oczyszczalnia miejska w Augustowie (5573,81 m³/d), oczyszczalnia ścieków w Grajewie (2776,9 m³/d) oraz oczyszczalnia ścieków w Olecku (2746,92 m³/d). Zgodnie z pozwoleniami wodnoprawnymi spośród pozostałych oczyszczalni ścieków do największych należą oczyszczalnia miejska w m. Sokółka (2420,73 m³/d oczyszczonych ścieków) oraz oczyszczalnia miejska w m. Nowa Wieś Ełcka (1300 m³/d oczyszczonych ścieków). Ścieki oczyszczalni są zrzucane bezpośrednio do wód powierzchniowych, m.in. do rzek: Biebrzy, Wissy, Kumiałki, Netty i Rospudy oraz do rowów melioracyjnych lub bezpośrednio do ziemi.

Podobnie jak w przypadku oczyszczalni ścieków najwięcej zrzutów ścieków znajduje się w powiatach ełckim (36 szt.), oleckim (19 szt.) i grajewskim (22 szt.). Spośród

Fot. 33. Oczyszczalnie ścieków (Borzymy i Pisanica w gminie Kalinowo) (fot. D. Węglarz)

125 zrzutów ścieków – 14 obiektów odprowadza wody popłuczne z ujęć wód podziemnych w ilości 1065,76 m³/d (zgodnie z pozwoleniami wodnoprawnymi) oraz 19 obiektów odprowadza wody opadowe i roztopowe w ilości 626,67 m³/d (zgodnie z pozwoleniami wodnoprawnymi). Najwięcej obiektów zrzucających wody opadowe i roztopowe zarejestrowano w mieście Ełk, gdzie wody te trafiają bezpośrednio do Jez. Ełckiego.

Oczyszczalnie ścieków i miejsca zrzutu ścieków są potencjalnym ogniskiem zanieczyszczenia gruntów, wód powierzchniowych i podziemnych.

OBSZAROWE OGNISKA ZANIECZYSZCZEŃ

Składowiska odpadów komunalnych i przemysłowych

W granicach zlewni Biebrzy stwierdzono występowanie 30 składowisk odpadów komunalnych, 28 z nich nie przyjmuje już odpadów – składowiska te zamknięto, a teren 14 z nich zrekultywowano (Filar i in., 2018). Przy 12 składowiskach jest prowadzony monitoring lokalny wód podziemnych (dla pozostałych nie uzyskano takich informacji). Największe, obecnie nieczynne składowiska odpadów komunalnych są zlokalizowane w Siedliskach (pow. 12,63 ha) i w Suwałkach (pow. 7,9 ha). Do zamkniętych składowisk należy również „Wylewisko mierzwy Zakładów Mięsnych „Mazury", które eksploatowano w latach 1978–1997.

Obecnie funkcjonują dwa składowiska odpadów – w Zielonych Kamedulskich w gminie Suwałki (pow. 2,8 ha) oraz w Koszarówce w gminie Grajewo (pow. 2,65 ha) (Fot. 34).

Gospodarką odpadami na omawianym obszarze zajmuje się BIOM Sp. z o.o. z siedzibą w Dolistowie Starym. Spółka powstała w 2003 r., a jej założycielami były Gmina Dąbrowa Białostocka, Gmina Mońki i Związek Komunalny Biebrza. Obecnie w spółce znajduje się 20 gmin: Augustów, Miasto Augustów, Bargłów Kościelny, Dąbrowa Białostocka, Goniądz, Miasto Grajewo, Grajewo, Jaświły, Janów, Korycin, Knyszyn, Lipsk, Mońki, Nowinka, Nowy Dwór, Suchowola, Rajgród, Sztabin, Trzcianne i Płaska.

Obszary rolnicze

Obszary rolnicze mogą być ogniskiem zanieczyszczenia wód podziemnych, głównie azotanami, pochodzącymi z wykorzystania gnojowicy i nawozów mineralnych do nawożenia pól i łąk. Zjawisko to może mieć istotny wpływ na jakość wód podziemnych, szczególnie w rejonach gdzie izolacja poziomu wodonośnego jest słaba lub jej brak. Lokalnie stwierdzono przestrzenne zanieczyszczenie azotanami (>50 mg/dm³) wód pierwszego poziomu wodonośnego oraz punktowe przekroczenia takich wskaźników jak: NO_2, NO_3, NH_4, Cl^-, SO_4 i pH (baza danych GIS MHP PPW-WJ 1:50 000).

LINIOWE OGNISKA ZANIECZYSZCZEŃ

Drogi

Drogi o intensywnym ruchu samochodowym, linie kolejowe oraz wszelkiego rodzaju rurociągi stanowią grupę liniowych ognisk zanieczyszczeń. Do najbardziej uczęszczanych tras komunikacyjnych na omawianym terenie należą drogi krajowe: nr 8 Suwałki – Białystok, nr 65 Gołdap-Białystok; nr 16 Sejny – Orzysz, nr 61 Augustów – Łomża, nr 58 Szczuczyn – Biała Piska oraz krótki odcinek drogi ekspresowej S61 na odcinku między miejscowościami Augustów i Suwałki.

Ze względu na dużą intensywność ruchu, obiekty te stwarzają potencjalne zagrożenia zanieczyszczenia powierzchni terenu, a stąd infiltracyjnego wnikania do wód podziemnych poprzez wody opadowe: substancji ropopochodnych (smary, oleje, benzyny, w tym główne ich składniki: benzen, toluen i ksylen), gazowych produktów spalin (głównie związki azotu, siarki i ołowiu), substancji nieorga-

Fot. 34. Punkty monitoringu lokalnego wód podziemnych – Zakład Zagospodarowania Odpadów w Koszarówce (gm. Grajewo) (fot. K. Jóźwiak)

nicznych m.in. soli rozmrażających, środków przeciwkorozyjnych. Jakkolwiek ilość tych zanieczyszczeń może być niewielka, to jednak infiltrują do wód w sposób ciągły, długotrwały i z upływem czasu ulegają kumulacji. Zagrożenie ulega dużemu spotęgowaniu przy kolizjach i awariach pojazdów, zwłaszcza wówczas, gdy uczestniczą w nich jednostki przewożące dużą ilość materiałów ropopochodnych, chemikalia, bituminy itp.

WPŁYW CZYNNIKÓW ANTROPOGENICZNYCH NA STAN CHEMICZNY WÓD PODZIEMNYCH

Zlewnia Biebrzy to obszar głównie rolniczy, słabo zurbanizowany o niewielkim procencie uprzemysłowienia. Informacje z bazy danych GIS MHP 1:50 000 wskazują na lokalne przekroczenie w wodach głównego użytkowego poziomu wodonośnego następujących wskaźników jakości wód: żelazo, mangan oraz związki azotu (NO_2, NO_3 i NH_4). Stwierdzono również przestrzenne zanieczyszczenie wód pierwszego poziomu wodonośnego azotanami >50 mg/dm³ oraz punktowe przekroczenia takich wskaźników jak: NO_2, NO_3, NH_4, Cl, SO_4 i odczynu pH. Zanieczyszczenie wód pierwszego poziomu wodonośnego związkami azotu, chlorkami oraz siarczanami zapewne jest spowodowane działalnością rolniczą na tym obszarze (nawozy mineralne i naturalne) oraz niewłaściwymi instalacjami sanitarnymi zabudowań gospodarskich w obrębie zasilania ujęć.

Na analizowanym obszarze zarejestrowano kilka awarii i zdarzeń, które lokalnie mogły niekorzystnie wpłynąć na stan środowiska gruntowo-wodnego. Głównie były to wycieki oleju napędowego (baza GIS Antropopresja). Zaistniałe zanieczyszczenia były szybko neutralizowane przez odpowiednie służby porządkowe. Nie stwierdzono destrukcyjnego działania wymienionych zdarzeń na stan chemiczny wód podziemnych.

WPŁYW CZYNNIKÓW ANTROPOGENICZNYCH NA STAN ILOŚCIOWY WÓD PODZIEMNYCH

Na obszarze zlewni Biebrzy wody podziemne stanowią główne źródło zaopatrzenia w wodę do celów pitnych oraz dla rolnictwa i przemysłu. Wody podziemne głównie są eksploatowane przez ujęcia wodociągowe i zakładowe, skupione przeważnie wokół większych ośrodków miejskich. Pobór wód podziemnych poza obszarami miejskimi jest rozproszony. Dosyć powszechne na tym terenie studnie kopane (Fot. 35, 36) nie stanowią podstawowego źródła zaopatrzenia ludności w wodę, pełnią jedynie funkcję pomocniczą.

Obecnie wykorzystanie zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w granicach zlewni wynosi 7,2% (Filar i in., 2018). Obecny pobór wody z ujęć nie przekracza 53% wielkości poboru określonego w pozwoleniach wodnoprawnych. Poziomy wodonośne głównie są eksploatowane przez ujęcia wodociągowe i zakładowe – wykorzystanie zasobów eksploatacyjnych wynosi ok. 28%.

Przy ustalaniu zasobów dyspozycyjnych zlewni Biebrzy nie stwierdzono regionalnych lejów depresji o zasięgu, który stanowiłby zagrożenie dla równowagi systemu wód podziemnych. Jednakże w rejonach dużych ujęć można zaobserwować lokalne, występujące okresowo, obniżenie zwierciadła wody spowodowane eksploatacją. Przykładowo, w rejonie Ełku udokumentowano w 2016 r. lej depresji o powierzchni ok. 1,8 km^2, spowodowany intensywnym poborem wód podziemnych ujęcia komunalnego dla miasta Ełk (wg bazy GIS MHP PPW-WH).

Fot. 35. Przykład współczesnych i zabytkowych studni kopanych w Mażach i Zociu (gm. Kalinowo) (fot. D. Węglarz)

Fot. 36. Mała architektura – studnie kopane w Pisanicy (gm. Kalinowo) i Cimoszkach (gm. Wieliczki) (fot. D. Węglarz)

Na obszarze zlewni Biebrzy nie stwierdzono występowania obniżenia zwierciadła wód podziemnych wywołanych działalnością górniczą (eksploatacja złóż kruszyw naturalnych oraz surowców ilastych).

Potencjalne zagrożenie dla położenia zwierciadła wód podziemnych stanowią rozległe melioracje rolnicze i leśne. Osuszanie terenu ma wpływ nie tylko na trwałe obniżenie zwierciadła wód podziemnych, ale również na jego zasięg. Zauważalne w ostatnich latach ocieplanie się klimatu ma wpływ na osuszanie mokradeł. Obecnie zjawisko to jest szczególnie dotkliwe.

Nieliczne tereny zurbanizowane (większe miasta i tereny zabudowane) stanowią lokalnie rejony ograniczonej infiltracji wód opadowych. Zwiększają natomiast spływ powierzchniowy wód, które przez sieć kanalizacyjną i liczne kolektory, po oczyszczeniu, trafiają bezpośrednio do wód powierzchniowych, tym samym zubożając zasilanie wód podziemnych. Taka sytuacja może mieć wpływ na wielkość zasobów odnawialnych oraz lokalne obniżenie zwierciadła wód podziemnych.

Obecnie nie ma zagrożenia przekroczenia możliwości eksploatacyjnych poziomów czwartorzędowych w skali całego analizowanego terenu zlewni.

ŚRODOWISKO WÓD PODZIEMNYCH

ZLEWNIA BIEBRZY NA TLE HYDROGEOLOGICZNYCH PODZIAŁÓW REGIONALNYCH

Zgodnie z regionalizacją hydrogeologiczną zwykłych wód podziemnych przedstawioną w Atlasie hydrogeologicznym Polski (Paczyński, 1993, 1995a) obszar zlewni Biebrzy znajduje się w makroregionie północno-wschodnim (97,6%). Południowo-zachodnia część zlewni Biebrzy jest położona w północnym fragmencie regionu mazowieckiego (I). Północna i wschodnia część zlewni jest zlokalizowana w regionie mazursko-podlaskim (II), natomiast niewielki południowo-wschodni fragment wydzielony z regionu mazursko-podlaskiego jest położony w subregionie białostockim (IIA), w którym znajdują się źródła rzeki Sidry.

Niewielka południowa część zlewni Biebrzy (2,4%) jest położona w makroregionie centralnym, dokładnie w rejonie bialskim (IX1A), który należy do subregionu podlaskiego (IX1) wydzielonego w obrębie regionu lubelsko-podlaskiego (IX) (Ryc. 51).

W nowszym podziale wg jednostek hydrogeologicznych (Paczyński, Sadurski, 2007) cały obszar zlewni Biebrzy znajduje się w prowincji niżowej w regionie mazowiecko-mazursko-podlaskim (II) w subregionie pojezierzy (II2).

Prowincja niżowa charakteryzuje się przewagą kenozoicznych struktur depresyjnych, w podłożu podścielonych elewacyjnymi i depresyjnymi strukturami mezozoicznymi. Region mazowiecko-mazursko-podlaski (II) stanowi połączenie jednostek mazursko-podlaskiej, gdzie występuje wyłącznie czwartorzędowe piętro użytkowe i mazowieckiej, gdzie obok piętra czwartorzędowego występuje wodonośna formacja palegeńsko-neogeńska z udziałem piętra górnokredowego. Jednostki te są rozdzielone elewacyjnym wypiętrzeniem wodonośnego paleogenu i neogenu. Region ten charakteryzuje słabe rozpoznanie litologii i warunków hydrogeologicznych utworów podłoża czwartorzędu, a także ograniczona wodonośność utworów paleogeńsko-neogeńskich. Nieznany jest przebieg głębszych struktur czwartorzędowych, o dominującym kierunku SE–NW, rozcinających częściowo lub całkowicie starszy kenozoik.

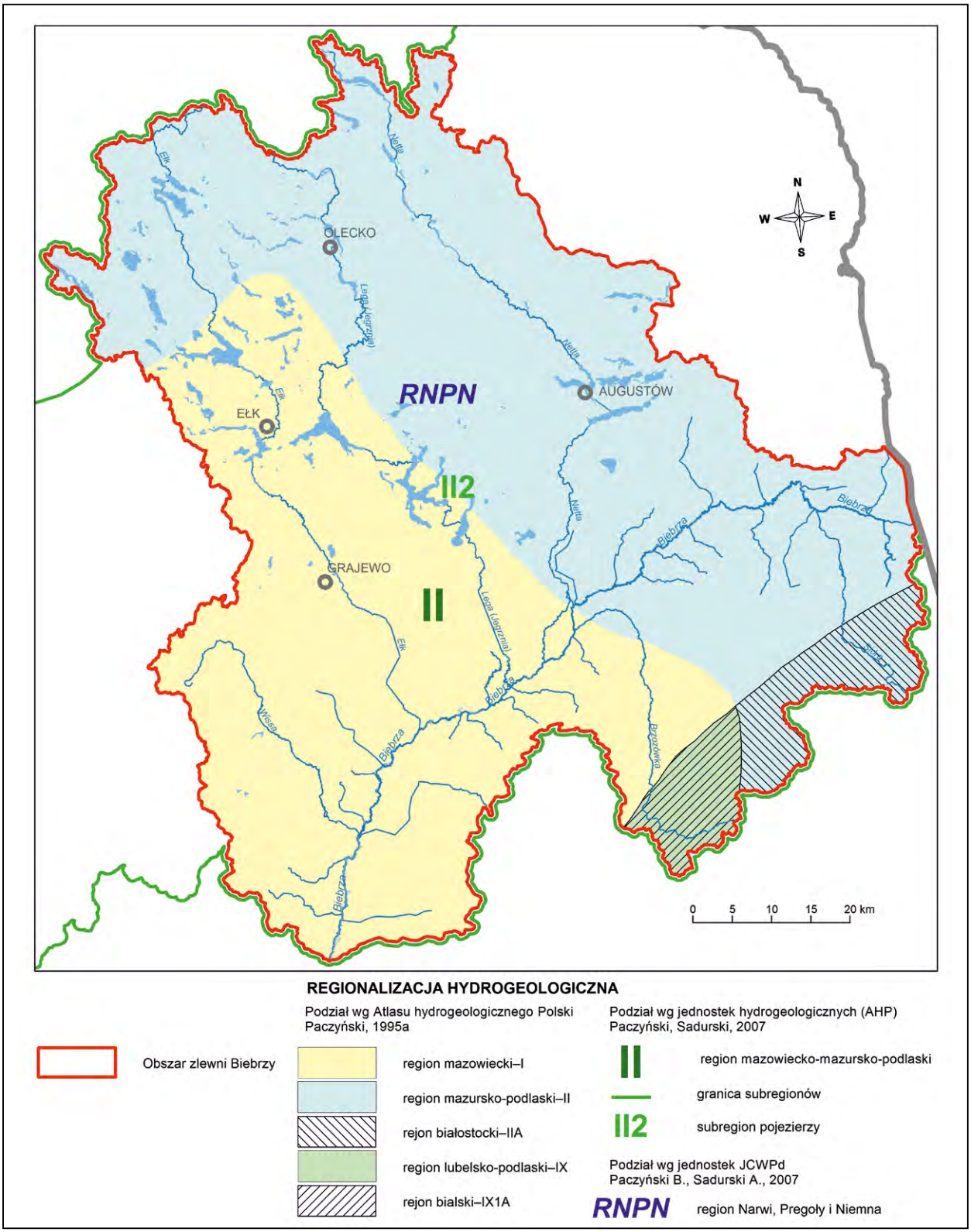
W opracowaniu Paczyńskiego i Sadurskiego (2007) przedstawiono także podział wg jednostek jednolitych części wód podziemnych (JCWPd), w którym obszar zlewni Biebrzy zaliczono do prowincji Wisły, regionu Narwi, Pregoły i Niemna – RNPN. Zlewnia Biebrzy stanowi w całości JCWPd nr 32 (podział wg 172 części). Pojęcie jednolitej części wód podziemnych wprowadzono w związku z implementacją Ramowej Dyrektywy Wodnej. Zgodnie z definicją, jednolite części wód podziemnych obejmują te wody podziemne, które występują w warstwach wodonośnych o porowatości i przepuszczalności, umożliwiających pobór znaczący w zaopatrzeniu ludności w wodę lub przepływ o natężeniu znaczącym dla kształtowania pożądanego stanu wód powierzchniowych i ekosystemów lądowych.

SCHEMATYZACJA WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

WODY W UTWORACH CZWARTORZĘDU

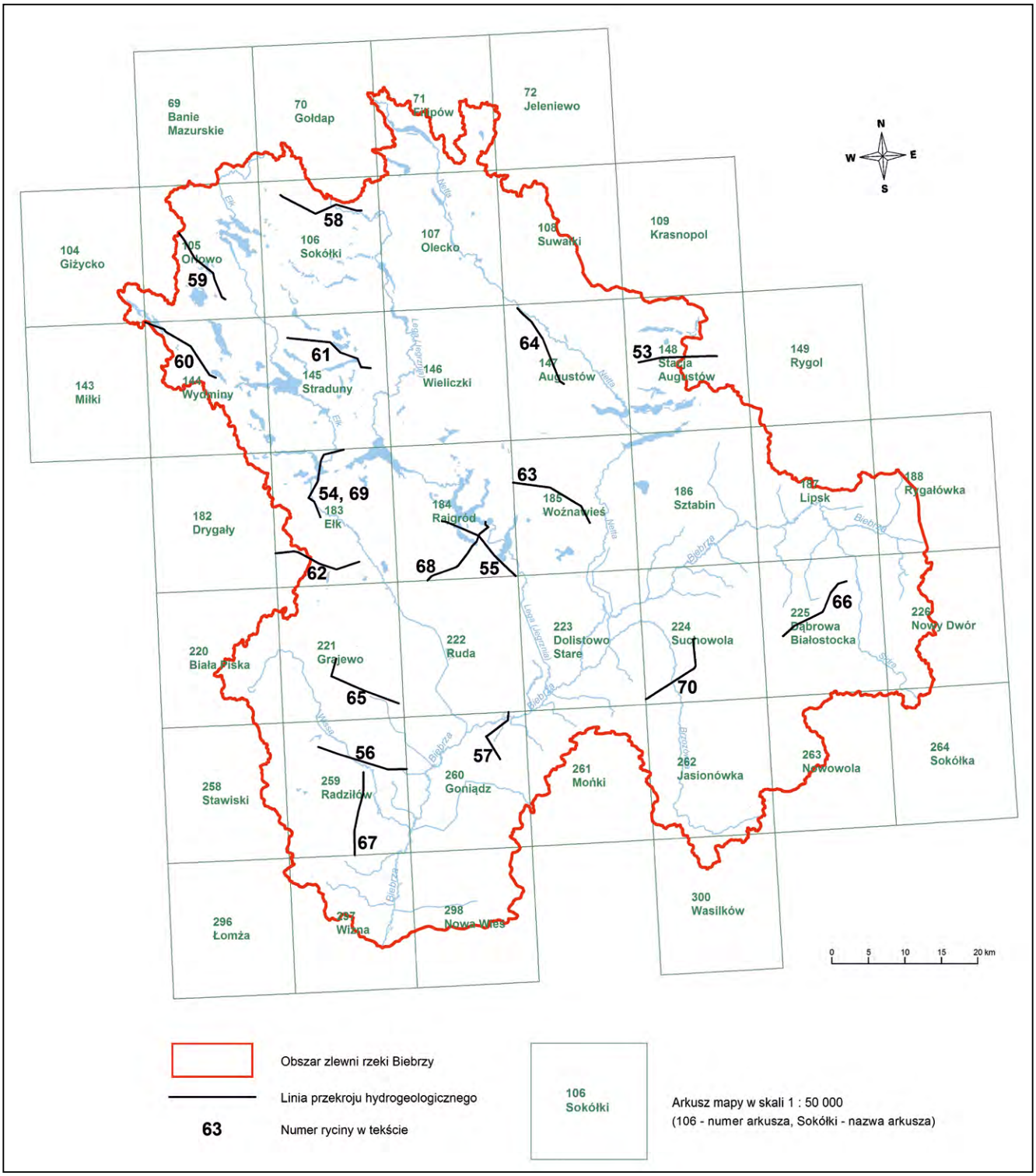
Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje praktycznie na całym obszarze zlewni Biebrzy, a profil osadów czwartorzędowych składa się z naprzemianległych warstw przepuszczalnych piaszczysto-żwirowych, słabo przepuszczalnych glin zwałowych i mułków oraz bardzo słabo przepuszczalnych iłów. Duże deniwelacje terenu oraz bardzo urozmaicona rzeźba stropu podłoża podczwartorzędowego skutkują zmienną miąższością oraz dużym zróżnicowaniem hydrostrukturalnym piętra czwartorzędowego. Na większości obszaru zlewni Biebrzy utwory czwartorzędowe stanowią główny użytkowy poziom wodonośny (GUPW). Lokalnie, w strefie basenu dolnego Biebrzy, funkcję GUPW pełnią utwory czwartorzędowo-paleogeńsko-neogeńskie.

Zasilanie wód podziemnych zachodzi w wyniku infiltracji opadów atmosferycznych do strefy wód przypowierzchniowych, a w wyniku przesączania przez osady słabo przepuszczalne do głębiej położonych poziomów wodonośnych. Natomiast drenaż wód podziemnych następuje poprzez systemy cieków i jezior, ewapotranspirację oraz w mniejszym stopniu poprzez odpływ lateralny. Zarówno układ hydroizohips przypowierzchniowego poziomu wodonośnego, jak też poziomu międzyglinowego, wskazują na silny drenujący charakter doliny Biebrzy w stosunku do obszarów wysoczyznowych. Zaznacza się również drenujący charakter licznych cieków będących dopływami Biebrzy. Wody podziemne w granicach basenu środkowego doliny Biebrzy spływają w kierunku południowo-zachodnim, a następnie w basenie dolnym przyjmują kierunek południowy, dążąc do głównej regionalnej bazy drenażu – Narwi.



Ryc. 51. Regionalizacja hydrogeologiczna zwykłych wód podziemnych

Czwartorzędowe piętro wodonośne składa się z kilku warstw piaszczysto-żwirowych, rozdzielonych słabo przepuszczalnymi glinami zwałowymi, mułkami lub iłami. W obrębie tego piętra można wydzielić poziom przypowierzchniowy, występujący w dolinie Biebrzy i na wysoczyznach, poziomy międzyglinowy górny i dolny oraz poziom podglinowy, będący lokalnie poziomem podglinowo-paleogeńsko-neogeńskim. Najsłabiej udokumentowana pod względem warunków hydrogeologicznych jest wschodnia i centralna część zlewni Biebrzy, w tym cały obszar Kotliny Biebrzańskiej.



Ryc. 52. Lokalizacja wybranych przekroi hydrogeologicznych

Znaczenie gospodarcze czwartorzędowego poziomu wodonośnego jest bardzo duże. Stanowi on podstawowe źródło zaopatrzenia w wodę na tym terenie. Jest na ogół łatwo dostępny, a wody przeznaczone do spożycia przez ludzi wymagają prostego uzdatniania.

Poniżej, na podstawie opracowanych arkuszy mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (MHP-GUPW), przedstawiono wybrane (Ryc. 52) charakterystyki poszczególnych poziomów wodonośnych. Zgodnie z Instrukcją opracowania Mapy Hydrogeologicznej Polski (MHP) w skali 1:50 000, główne użytkowe piętro/poziom wodonośny (GUPW) to pierwsze od powierzchni terenu piętro użytkowe lub poziom użytkowy, stanowiące podstawowe źródło zaopatrzenia o dominującym zasięgu i zasobności na obszarze

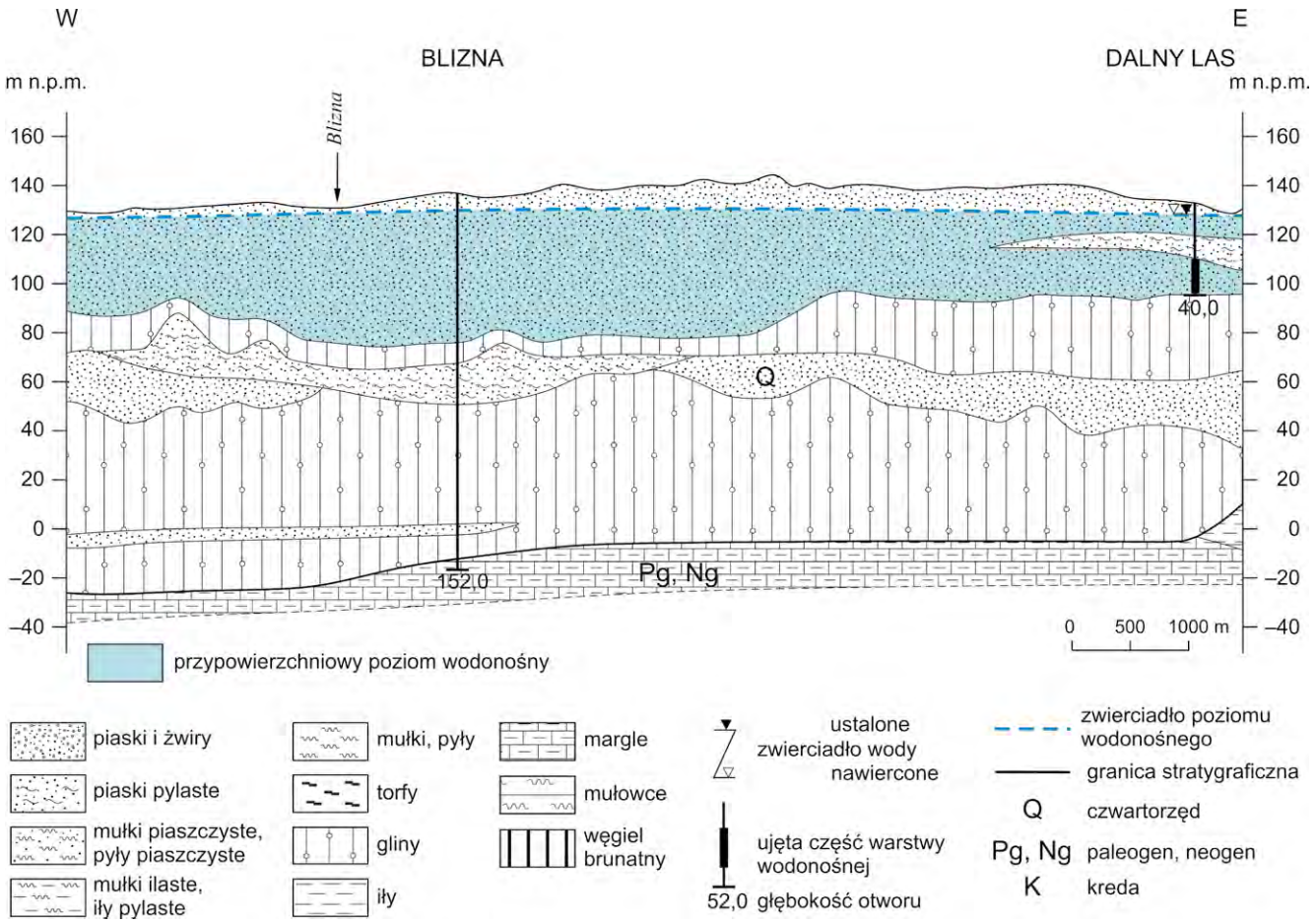
wydzielonej jednostki hydrogeologicznej (Mapa hydrogeologiczna…, 2004). W rozumieniu przytoczonej powyżej Instrukcji użytkowy poziom wodonośny to warstwa lub zespół warstw wodonośnych, wykazujących dobrą łączność hydrauliczną, o parametrach kwalifikujących do eksploatacji komunalnej: miąższość utworów wodonośnych ponad 5 m, wodoprzewodność ponad 50 m^2/d, wydajność potencjalna studni ponad 5 m^3/h.

Poziom przypowierzchniowy

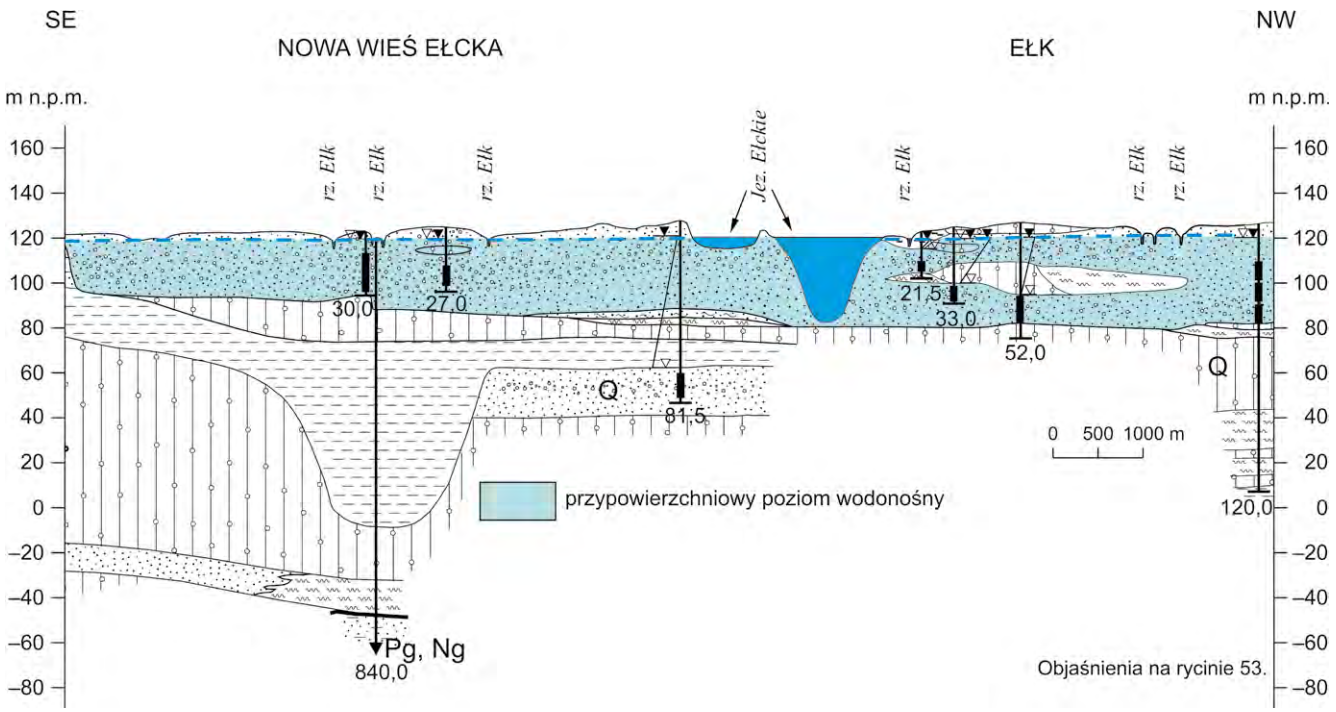
Przypowierzchniowy poziom wodonośny związany z osadami piaszczystymi zlodowaceń północnopolskich występuje w zachodniej i północnej części zlewni Biebrzy. W południowej części zlewni poziom przypowierzchniowy jest związany z piaszczystymi osadami zlodowaceń środkowopolskich. Poziom ten jest lokalnie bardzo zasobny w wodę, stanowiący w pewnych rejonach główne źródło zaopatrzenia w wodę dla miast i wsi, poza tym jest to poziom zasilający głębsze warstwy wodonośne. Ze względu na brak izolacji od powierzchni terenu, poziom ten cechuje się dużą podatnością na zanieczyszczenia. Znaczenie użytkowe ma on w dolnych odcinkach rzek płynących z północy ku pradolinie Biebrzy – dolina Wissy, Ełku wraz z przyległym sandrem, Legi i Przepiórki, a także w południowej części Równiny Augustowskiej, którą tworzy sandr augustowski, w obrębie pradoliny Biebrzy i sandru Wysoczyzny Białostockiej.

Przypowierzchniowy poziom wodonośny, będący głównym poziomem użytkowym, występujący powszechnie w północno-wschodniej części zlewni w rejonie Suwałk i Augustowa (tzw. sandr augustowski), jest związany z piaskami zlodowaceń północnopolskich, pod którymi zalegają utwory piaszczyste zlodowaceń środkowopolskich. Piaski te łączą się i tworzą jeden wspólny poziom wodonośny, lokalnie porozdzielany glinami zwałowymi (Śmietański i in., 2004). Występuje on na głębokości od kilku (1,9 m) do lokalnie kilkunastu metrów (18,0 m) poniżej powierzchni terenu. Na przeważającej części obszaru występuje w przedziale głębokości od 5 do 15 m. Lokalnie na głębokości kilkunastu metrów występują wkładki glin i utworów pylastych lub ilastych, o miąższości do kilkunastu metrów. Poziom ten charakteryzuje się brakiem izolacji od powierzchni terenu (Ryc. 53). Jego miąższość regionalnie zmienia się od 10–20 m do powyżej 40 m. Poziom charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem parametrów filtracyjnych. Przewodność hydrauliczna tego poziomu, będąca iloczynem współczynnika filtracji i miąższości, jest dość zmienna i kształtuje się głównie w przedziale od 200 do 500 m^2/d (Krawczyk, 2004).

Odkryty poziom wodonośny, będący głównym pozio-mem użytkowym, występuje również w zachodnio-środko-



Ryc. 53. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie Augustowa (Krawczyk, 2004)

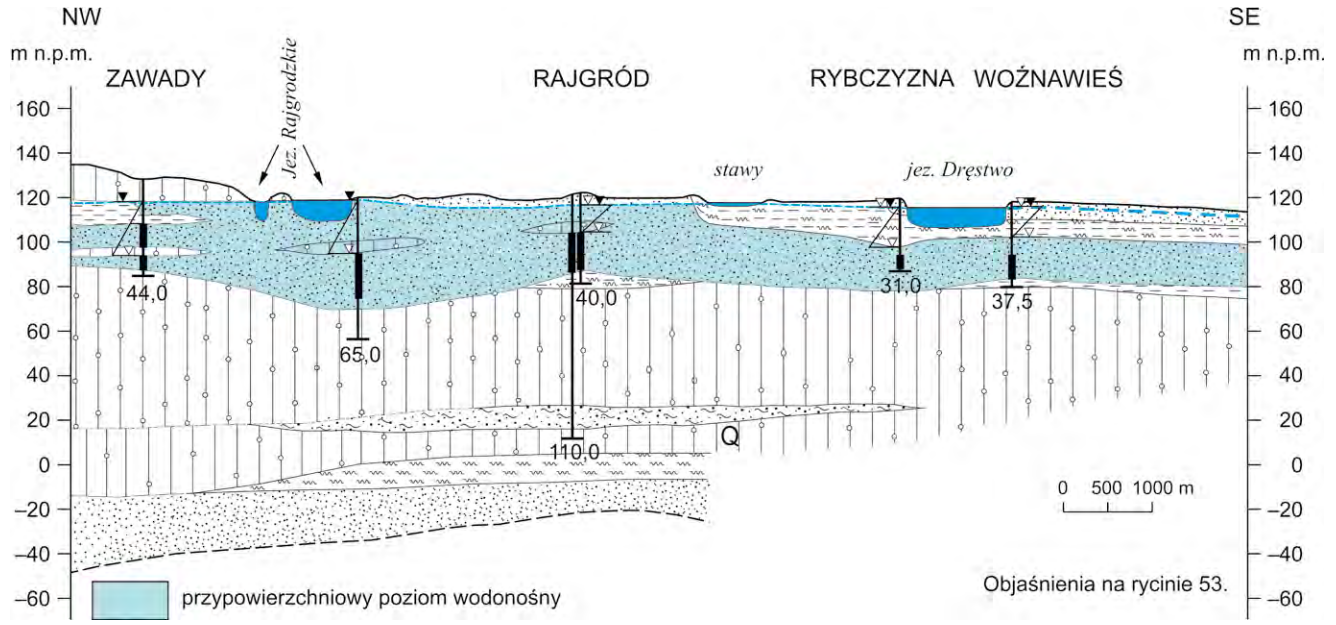


Ryc. 54. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w Ełku (Włostowski, 2004b)

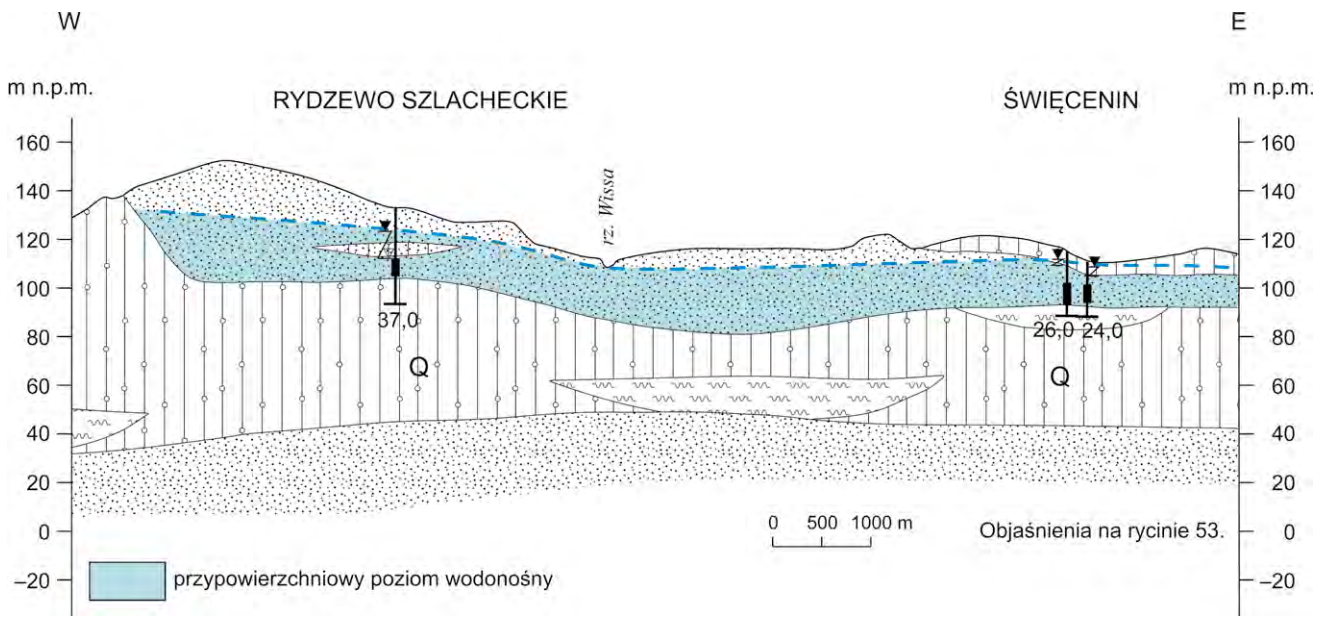
wej części zlewni Biebrzy i jest związany z piaskami i żwirami, zwykle o dobrych, a miejscami o bardzo dobrych parametrach hydrogeologicznych. Miąższość tego poziomu wodonośnego zwykle mieści się w przedziale od 20 do 40 m. Mniejsza miąższość (10–20 m) występuje w rejonie Ełku i Prostek. Kompleks utworów wodonośnych może być lokalnie rozdzielony kilkumetrowymi utworami słabo przepuszczalnymi, co rozpoznano w rejonie Ełku (Ryc. 54).

Zwierciadło wody ma charakter swobodny i zwykle występuje na głębokości do 5 m p.p.t. Miejscami, szczególnie w rejonie Ełku, może być głębiej, w przedziale od 5 do 15 m. W rejonie występowania ozu (na wschód od Nowej Wsi Ełckiej) należy spodziewać się występowania zwierciadła wody na głębokości ponad 15 m. Wodoprzewodność poziomu przypowierzchniowego w rejonie rzeki Ełk, jest dobra i przekracza 1000 m^2/d, miejscami nawet 1500 m^2/d.

Wydajność potencjalna studzien mieści się w przedziałach 50–70 m^3/h i 70–120 m^3/h. Lokalnie spotyka się wydajność mniejszą 30–50 m^3/h (rejon Ełku). Wydajność potencjalna, przekraczająca 120 m^3/h, występuje we wschodniej



Ryc. 55. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych koło Rajgrodu (Oficjalska, 2004a)

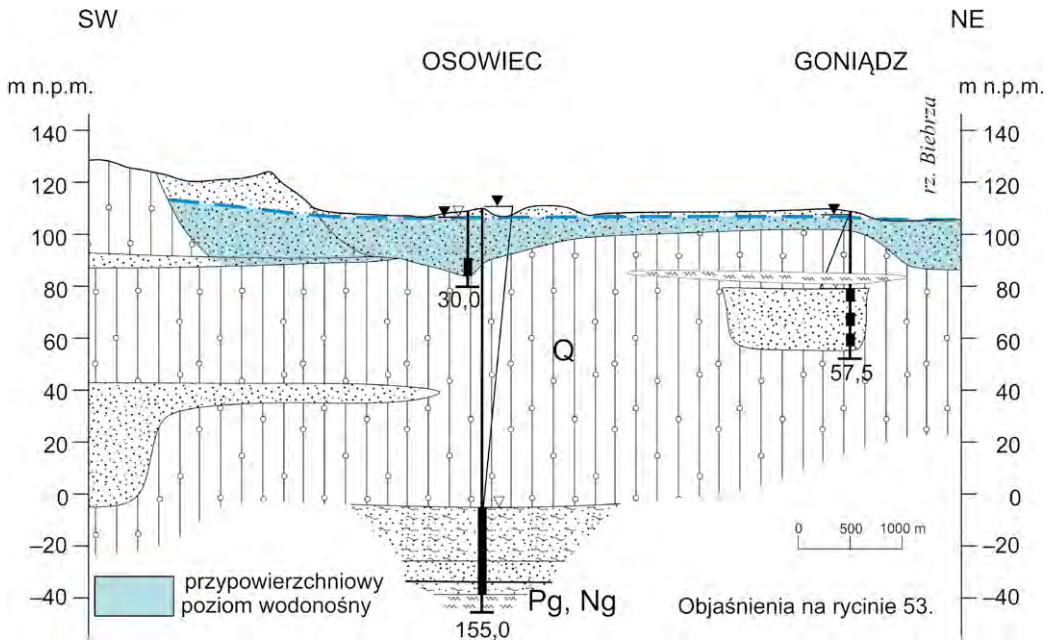


Ryc. 56. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w rejonie Rydzewa Szlacheckiego (Nowicki i in., 2004)

części Ełku i w pasie terenu przylegającym od południa do Jez. Ełckiego (Włostowski, 2004b).

Przypowierzchniowy poziom wodonośny, będący głównym poziomem użytkowym, występuje również w rejonie Rajgrodu (Ryc. 55). W strefie występowania piasków sandrowych zlodowacenia wisły poziom ten jest pozbawiony izolacji od powierzchni terenu, a wody podziemne są w bezpośredniej więzi z wodami powierzchniowymi. Zwierciadło wody występuje na głębokościach od dwóch do kilkunastu metrów. Wieloletnie obserwacje wahań stanów zwierciadła wody, prowadzone w posterunku IMiGW w studni kopanej w Kuczach wykazały, że średnia amplituda wahań zwierciadła wody z wielolecia wynosi 0,6 m.

Poziom ten, o miąższości od 20 do 40 m, lokalnie dochodzącej do 50 m jest zbudowany z piasków gruboziarnistych ze żwirami. Na całym terenie parametry hydrogeologiczne tego poziomu są zbliżone. Wodoprzewodność wynosi ogólnie od 200 do 500 m^2/d, wyższa jest jedynie na północnym zachodzie – 700–1000 m^2/d. Niższa wartość przewodności (ok. 150–200 m^2/d) występuje na północy w rejonie Ryczywołu i na południu w Rajgrodzie. Wydajność potencjalna dla tego poziomu wynosi 50–70 m^3/h, lokalnie 70–120 m^3/h na terenach występowania piasków o grubszej granulacji i większej miąższości. Na pozostałym terenie jest mniejsza i wynosi 30–50 m^3/h. Największe czynne ujęcia komunalne znajdują się w Rajgrodzie i w Pisanicy.



Ryc. 57. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych koło Osowca (Zborowski, 2004b)

W południowej części zlewni poziom przypowierzchniowy, będący głównym poziomem użytkowym, związany głównie z piaskami i żwirami wodnolodowcowymi został ujęty m.in. w Święceninie i Rydzewie Szlacheckim (Ryc. 56). Głębokość do zwierciadła wody wynosi od kilku centymetrów (podmokłości w dolinach cieków) do ok. 20 m, a miąższość poziomu wodonośnego waha się od kilku do ok. 20 m. (lokalnie ok. 40 m). Współczynnik filtracji najczęściej mieści się w przedziale od 15 do 40 m/d (lokalnie do 200 m/d). Wydajność uzyskana ze studni ujmujących ten poziom wynosi od 20 do 60 m³/h przy depresjach rzędu kilku metrów (Nowicki i in., 2004).

Główny użytkowy przypowierzchniowy poziom wodonośny występuje również na obszarze dolnego basenu Biebrzy w obrębie tarasów pradolinnych, gdzie został ujęty w rejonie Osowca (Ryc. 57). Składa się on z osadów wodnolodowcowych, pospółek, piasków ze żwirem, deponowanych w partiach spągowych i wyżej leglych osadów piaszczystych, przeważnie drobnoziarnistych, akumulacji rzecznej. Warstwę wodonośną podścielają gliny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego.

Miąższość poziomu wodonośnego, ujmowanego studniami, mieści się w przedziale od 14 do 19 m, a wodoprzewodność poziomu jest zróżnicowana i waha się od 36 do 386 m^2/d. Poziom ten charakteryzuje się swobodnym zwierciadłem występującym na głębokości od 3,5 do 5,6 m, a wahania poziomu wód gruntowych oscylują w przedziale od 0,5 do 1,0 m. Pradolinna, przypowierzchniowa warstwa wodonośna ma lokalnie łączność z międzyglinowym poziomem wodonośnym rozciągającym się w strefie wysoczyznowej (Zborowski, 2004b)

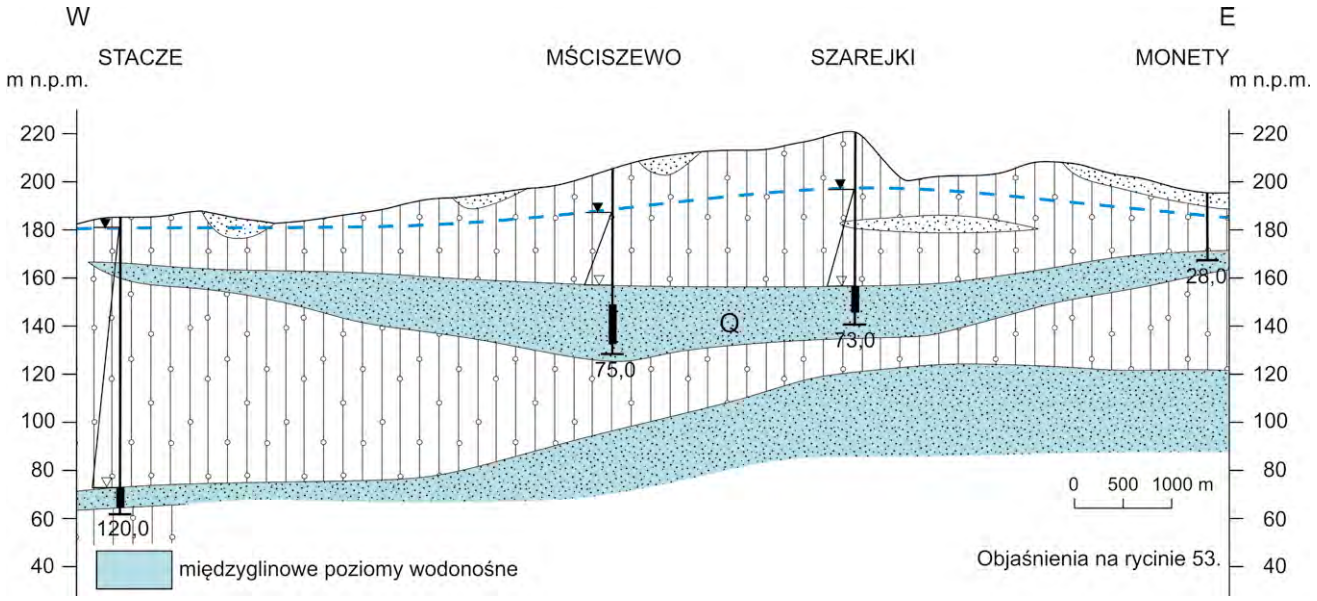
Poziomy międzyglinowe (górny i dolny)

Poziomy międzyglinowe są najlepiej rozpoznanymi poziomami wodonośnymi z obszaru zlewni Biebrzy i stanowią główne źródło zaopatrzenia w wodę. Są związane z piaskami, żwirami i otoczakami zlodowaceń środkowopolskich. Wykształcone są jako osady piaszczysto-żwirowe, lokalnie rozdzielone seriami osadów słabo przepuszczalnych (glin zawałowych, mułków i iłów). Zróżnicowanie litologiczne osadów budujących poziom wodonośny powoduje znaczne różnice w wydajności oraz przewodności pojedynczych otworów studziennych.

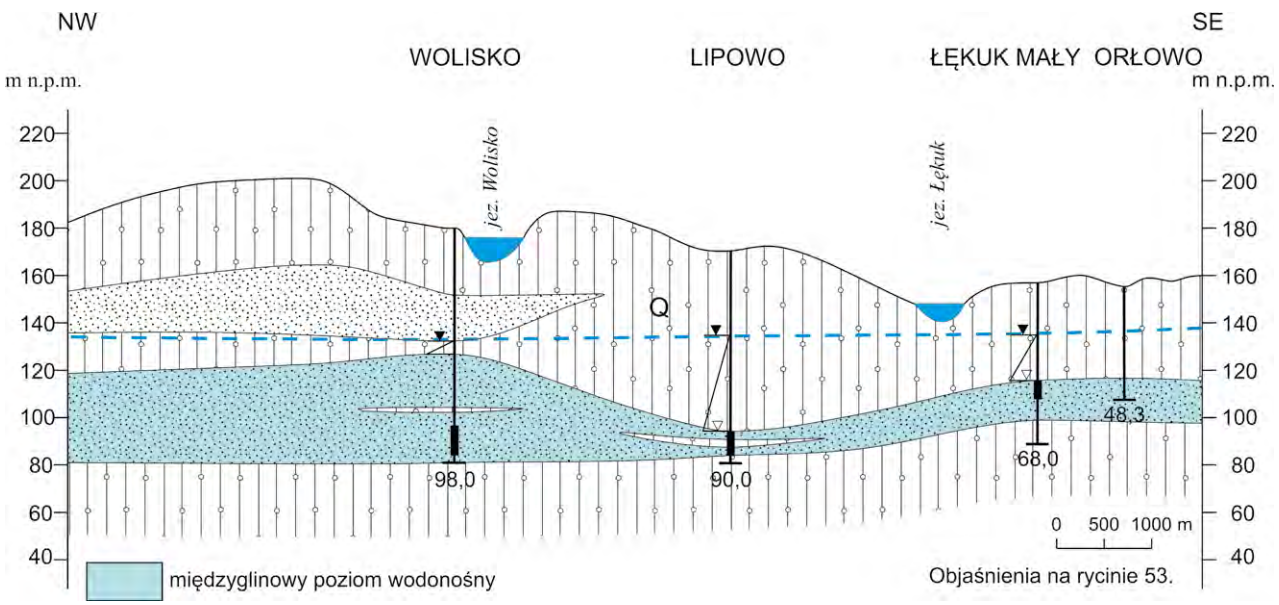
Powierzchnia piezometryczna użytkowego poziomu międzyglinowego jest nachylona w kierunku południowo-zachodnim (zgodnie z regionalnym kierunkiem drenażu). Wody tego poziomu wodonośnego mają zwierciadło naporowe, o stosunkowo niewielkim ciśnieniu rzędu kilkudziesięciu kPa, a w dolinie Biebrzy lokalnie poziom ten jest swobodny.

Można zaobserwować pewną prawidłowość występowania poziomów międzyglinowych. Górny poziom wodonośny występuje głównie na rzędnych 80–120 m n.p.m. (w części północnej zlewni również na rzędnych 140–160 m n.p.m.), a dolny – na rzędnych 20–60 m n.p.m. W części pradolinnej zlewni Biebrzy poziom międzyglinowy jest gorzej wykształcony i występuje lokalnie. Być może osady te zostały wyerodowane i na ich miejscu osadziły się utwory zastoiskowe. Obszar ten jest jednak słabo zbadany.

W północnej części zlewni Biebrzy na obszarze Wzgórz Szeskich międzyglinowy poziom wodonośny rozpoznano na przeważającej części obszaru. Wydzielono go z uwzględnieniem skomplikowanej budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych. Na tym obszarze nie ma otworów wiertniczych, które osiągałyby spąg utworów czwartorzędowych. Wynika to przede wszystkim ze znacznej miąższości serii polodowcowej. Użytkowy poziom wodonośny występuje na zmiennych głębokościach od 15 do 150 m p.p.t. Miąższość utworów wodonośnych dochodzi do 100 m. Warstwa wodonośna poziomu międzyglinowego jest ujęta m.in. w Sokółkach, Mściszewie, Staczach (Ryc. 58) i Wężewie. Wydaj-



Ryc. 58. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych koło Mściszewa (Gorczyca i in., 2004)



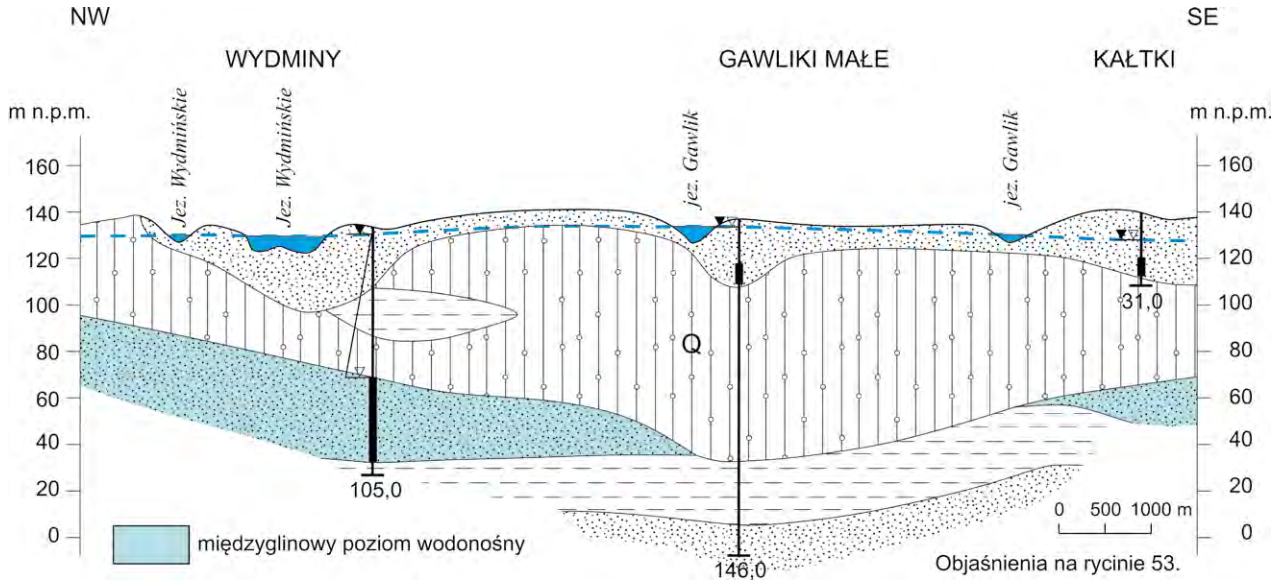
Ryc. 59. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych koło Orłowa (Aniszczyk, 2004)

ność pojedynczych otworów studziennych wynosi od 30 do 70 m³/h. Współczynnik filtracji warstwy wodonośnej mieści się najczęściej w przedziale 10–60 m/d (Gorczyca i in., 2004).

W rejonie Gawlików Wielkich i Łękuka międzyglinowy poziom wodonośny występuje na ogół na głębokości od 20 do 55 m (Ryc. 59). Dalej na północ w rejonie Puszczy Boreckiej (Budziska) poziom międzyglinowy jest rozpoznany dużo słabiej, i szacuje się, że zalega na głębokości powyżej 50–100 m. Ogólnie poziom wodonośny jest przykryty kompleksem glin zwałowych o miąższości powyżej 15 m, lokalnie powyżej 50 m. Jedyny rejon, gdzie główny poziom jest słabiej izolowany, znajduje się w dolinie rzeki Ełk. W tym rejonie poziom tworzą piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste z domieszkami żwirów i otoczaków. Miąższość utworów wodonośnych na ogół nie przekracza 20 m, przy czym szereg otworów nie dowierca jego spągu.

Współczynnik filtracji waha się w granicach od 5 do 53 m/d, wodoprzewodność na ogół mieści się w przedziale 200–500 m^2/d, przy czym maksymalnie osiąga wartość ponad 1000 m^2/d. Wydajność potencjalna studni zamyka się w przedziale 30–60 m^3/h. Wody podziemne są pod ciśnieniem hydrostatycznym, które wynosi od 5,5 do 40 m. W 2016 r. zwierciadło wody o subartezyjskim charakterze stabilizowało się na głębokości od 6,0 do 27,1 m p.p.t. Przepływ wód podziemnych w tym poziomie odbywa się z północnego zachodu na południowy wschód oraz południe (Aniszczyk, 2004).

W zachodniej części zlewni Biebrzy (centralnej części Pojezierza Ełckiego) w rejonie Wydmin i Starych Juch po-



Ryc. 60. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych koło Wydmin (Mendakiewicz, Duda, 2004)

ziom międzyglinowy jest reprezentowany przez osady fluwioglacjalne z przewagą piasków. Strop horyzontu wodonośnego na większości opisywanego terenu występuje na głębokości od 15 do 50 m. Od Wydmin po jez. Jędzelewo, strop występuje głębiej tj. poniżej 100 m p.p.t. Na przeważającym obszarze izolację poziomu stanowi warstwa glin zwałowych, podrzędnie mułów oraz iłów. Lokalnie w rejonie występowania nadległych poziomów wodonośnych, w profilu nadkładu wzrasta ilość osadów dobrze przepuszczalnych. Najlepszą izolację w postaci ponad 100 metrowego pakietu glin zwałowych oraz mułów, charakteryzowany poziom posiada w rejonie miejscowości Gawliki Małe (Ryc. 60).

Wodoprzewodność poziomu międzyglinowego waha się od poniżej 100 do 1500 m^2/d., przy czym dominują wartości od 100 do 200 m^2/d oraz od 200 do 500 m^2/d (rejon jez. Łaśmiady). Wydajność potencjalna studni jest zmienna w szerokich granicach od poniżej 10 do ponad 150 m^3/h, z reguły jest to wartość od 30 do 50 m^3/h. Maksymalne wartości (powyżej 70 m^3/h) występują na obszarze Kije–Szczecinowo–Gorłówko oraz lokalnie w bezpośrednim sąsiedztwie ujęć na linii Franciszkowo–Zelki–Grabnik. Najmniejszą wartością wydajności potencjalnej studni charakteryzują się obszary wokół ujęć Rostki i Stare Krzywe (Mendakiewicz, Duda, 2004).

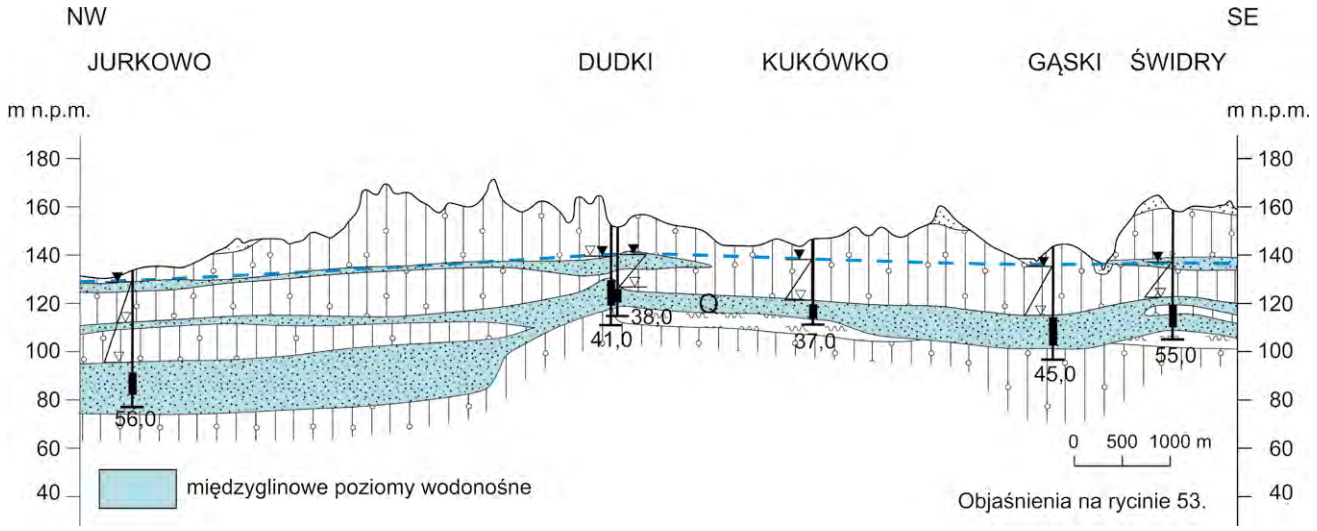
W rejonie Ełku (i na północ od niego) użytkowy międzyglinowy poziom wodonośny ma ciągłe rozprzestrzenienie i jest związany głównie z utworami wodnolodowcowymi zlodowacenia warty i zlodowaceń wisły. Utwory piaszczysto-żwirowe obu zlodowaceń na znacznym obszarze nie są rozdzielone lub są rozdzielone małej miąższości utworami słabo przepuszczalnymi, które tworzą jeden wspólny użytkowy poziom wodonośny (Ryc. 61).

Poziom wodonośny stanowią piaski i żwiry o miąższości od poniżej 10 m (rejon Legi, Konieczek i Ełku) do ponad 40 m w rejonie Stradun i Zajdów, gdzie łączą się piaszczyste utwory zlodowacenia warty i zlodowaceń wisły. Na znacznych obszarach, głównie w rejonie Świętajna, Rogowszczyzny i Dudek miąższość zawiera się w przedziale 20–50 m. W rejonach znacznej miąższości warstwy wodonośnej również jest większa wodoprzewodność poziomu międzyglinowego sięgająca od 500 do 1000 m^2/d. Na pozostałej części wysoczyzny przewodność nie przekracza 200 m^2/d. Wody podziemne poziomu czwartorzędowego z wysoczyzny odpływają głównie w kierunku rzeki Ełk i połączonych z nią jezior: Łaśmiady, Straduńskiego, Haleckiego oraz do rzeki Legi (Włostowski, 2004a).

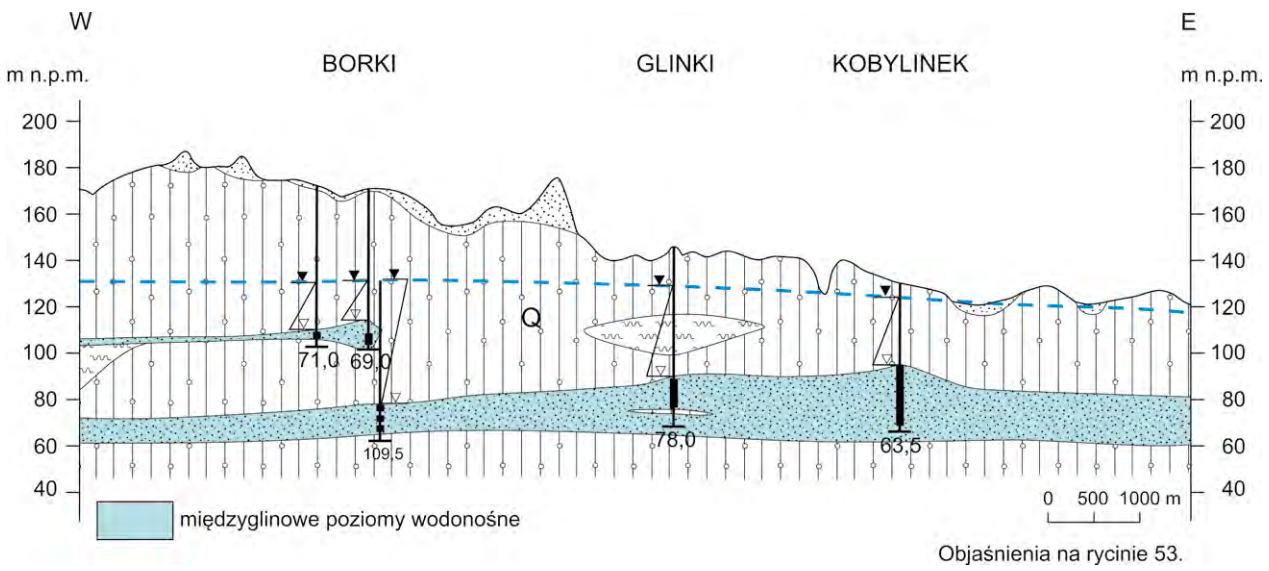
Na obszarze wysoczyzny, na południe od miasta Ełk, rozpoznano dwa poziomy międzyglinowe o charakterze użytkowym, związane z utworami wodonośnymi zlodowaceń warty i odry oraz z osadami wodonośnymi zlodowacenia wisły. Górny użytkowy międzyglinowy poziom wodonośny występuje na głębokości 15–50 m, na rzędnych 100–110 m n.p.m. Miąższość utworów wodonośnych mieści się w przedziale 10–20 m. Mniejszą miąższość, poniżej 10 m, stwierdzono na południe od Nowej Wsi Ełckiej, natomiast największą, w przedziale 20–40 m – w rejonie Jez. Dybowskiego. Przewodność hydrauliczna poziomu wodonośnego jest słaba i na większości terenu nie przekracza 200 m^2/d. Wydajność potencjalna studni w obrębie tego poziomu wodonośnego głównie mieści się w przedziale 30–50 m^3/h (Włostowski, 2004b).

Dolny międzyglinowy poziom wodonośny występuje na rzędnych 70–90 m n.p.m. na głębokości powyżej 50 m, jedynie na zachód od Prostek – na głębokości w przedziale od 15 do 50 m. Największa miąższość poziomu wodonośnego występuje w pasie Prostki–Kobylinek–Glinki (Ryc. 62) i mieści się w przedziale od 20 do 40 m. Wodoprzewodność jest niska i zwykle nie przekracza 200 m^2/d. Najwyższą przewodność 878 m^2/d rozpoznano w miejscowości Szarek. Wydajność potencjalna studni jest zróżnicowana, najwyższa od 50 m^3/h do 120 m^3/h występuje w rejonie Glinki-Prostki oraz wsi Szarek. Na pozostałym obszarze występowania tego poziomu wydajność potencjalna studni mieści się w przedziale 30–50 m^3/h (Włostowski, 2004b).

We wschodniej części obszaru wysoczyznowego Pojezierza Ełckiego w obrębie piętra czwartorzędowego wystę-



Ryc. 61. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w Jurkowie i Kukówku (Włostowski, 2004a)

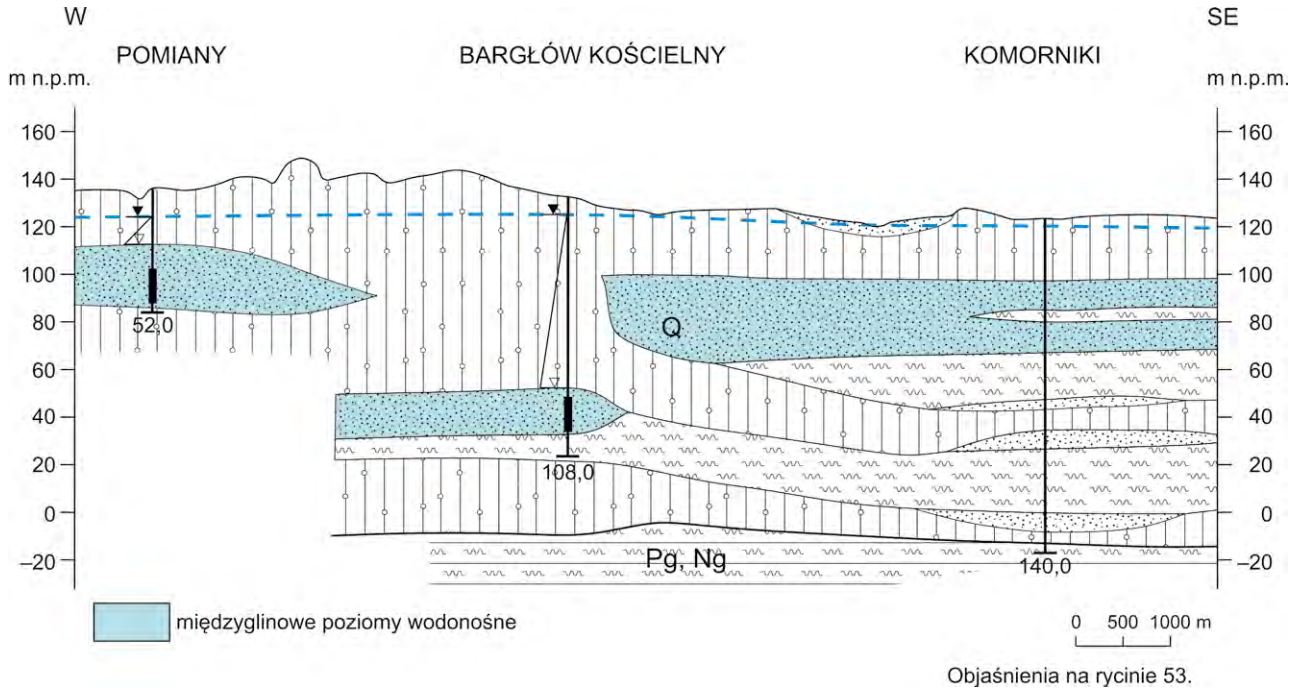


Ryc. 62. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w Borkach i Kobylinku (Włostowski, 2004b)

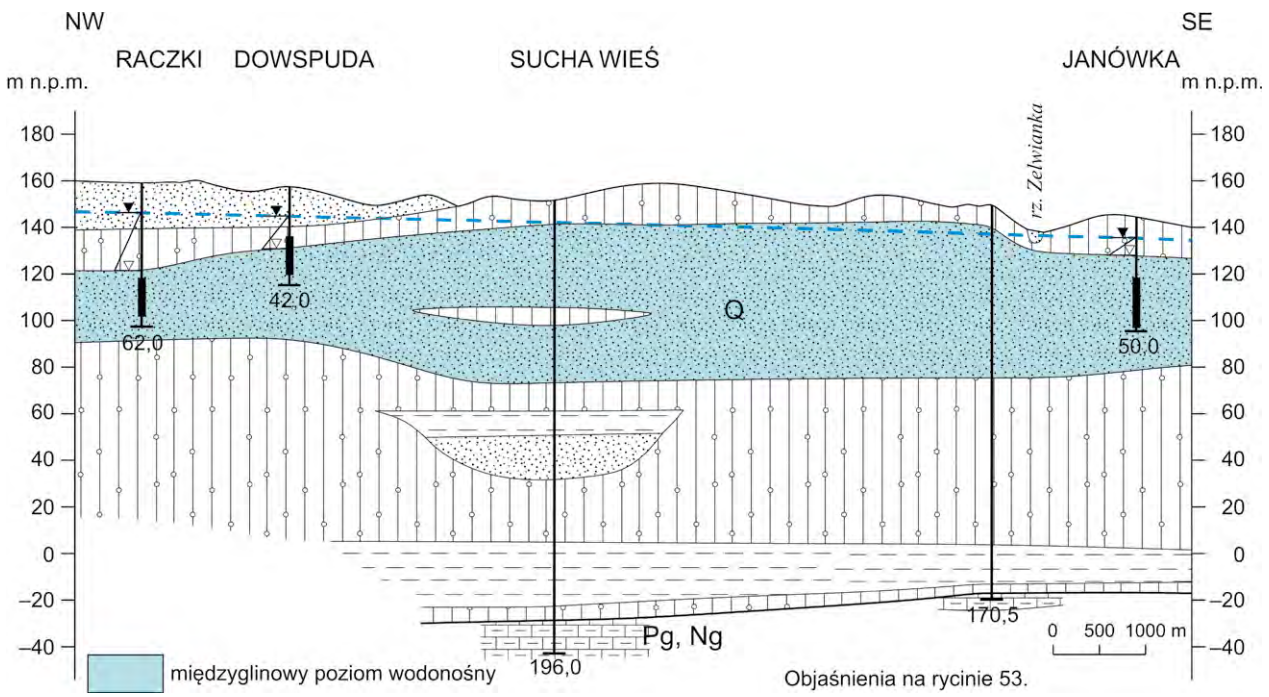
pują dwa użytkowe międzyglinowe poziomy wodonośne. Górny międzyglinowy poziom wodonośny jest wykształcony w utworach piaszczystych zlodowacenia środkowopolskiego natomiast dolny jest związany z piaskami zlodowacenia sanu, lokalnie w rejonie Tajna poziom ten występuje w piaskach zlodowacenia nidy. Główną bazą drenażu jest dolina Biebrzy, natomiast lokalny system drenażu stanowi rzeka Netta wraz z równolegle płynącym Kanałem Augustowskim (Oficjalska, 2004b).

Górny międzyglinowy poziom wodonośny lokalnie, w strefie występowania piasków sandrowych zlodowacenia wisły, jest pozbawiony izolacji od powierzchni terenu. Poziom ten jest zbudowany z piasków średnio- i gruboziarnistych ze żwirami o dużej miąższości od 20 do 40 m, lokalnie z piasków drobnoziarnistych kilkunastometrowej miąższości. W rejonie Bargłowa Kościelnego i Pomian (Ryc. 63) wodoprzewodność wynosi od 200 do 500 m^2/d, natomiast w rejonie Białobrzegów i Augustowa jest wyższa i wynosi 500–1000 m^2/d. Niższa wartość przewodności (100–200 m^2/d) występuje w rejonie Tajna. Wydajność potencjalna dla tego poziomu w tej części wysoczyzny wynosi 50–70 m^3/h, a w rejonie Kanału Augustowskiego mieści się w przedziale 10–30 m^3/h (Oficjalska, 2004b).

Dolny międzyglinowy poziom wodonośny jest związany z piaskami zlodowacenia sanu, lokalnie w rejonie jez. Tajno – z piaskami zlodowacenia nidy i narwi. W strefie Uścianki–



Ryc. 63. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w Pomianach i Bargłowie Kościelnym (Oficjalska, 2004b)



Ryc. 64. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w Dowspudzie i Janówce (Oficjalska, Krawczyńska, 2004)

Bargłów–Tajno ma charakter użytkowy, na pozostałym obszarze wysoczyzny albo go brak, albo występuje w postaci niewielkich soczewek (Ryc. 63). Poziom ten nawiercono w kilku otworach badawczych (Żarnowo, Komorniki, Klonowo i Tajno), a ujęto w Bargłowie Kościelnym, gdzie występuje na głębokości ok. 78 m w piaskach drobnoziarnistych i pylastych (Ryc. 63). Wodoprzewodność utworów wodonośnych w tym rejonie wynosi poniżej 100 m^2/d, a wydajność potencjalną studzien ustalono na 10–30 m^3/h (Oficjalska, 2004b).

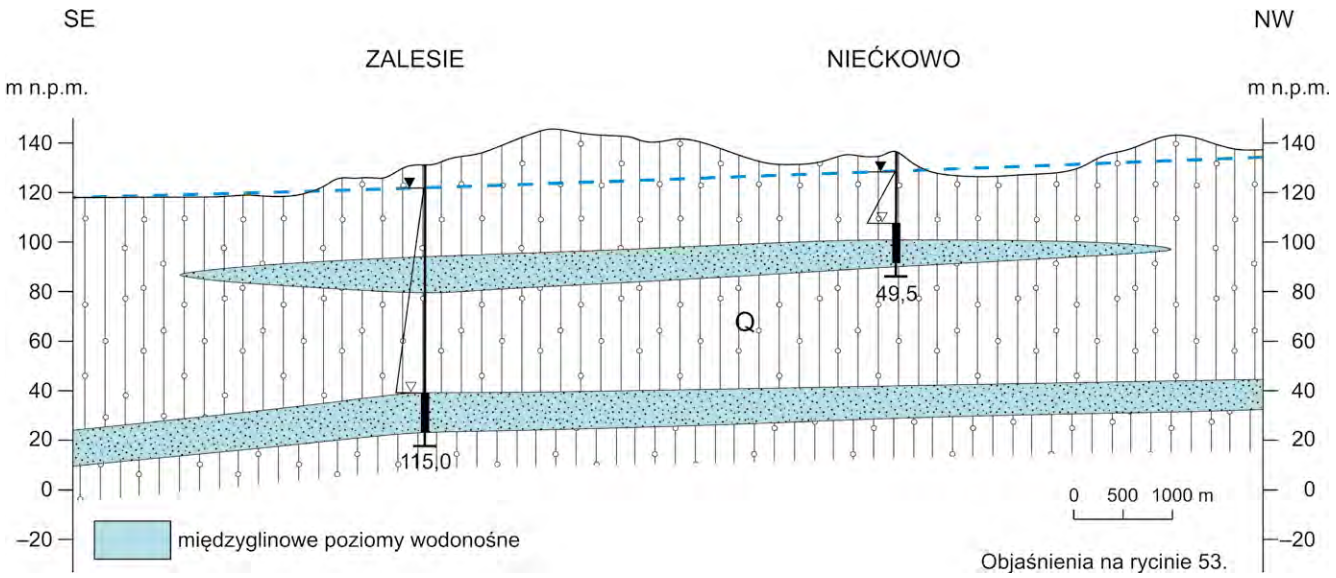
We wschodniej części zlewni Biebrzy, w rejonie Równiny Augustowskiej, górny międzyglinowy poziom wodonośny reprezentują piaski i żwiry stadiału środkowego (świecia) zlodowacenia wisły oraz piaski drobnoziarniste zlodowacenia warty, które lokalnie mogą być rozdzielone cienką warstwą glin zwałowych, tworząc jeden wspólny poziom wodonośny. Poziom wodonośny jest izolowany od powierzchni terenu warstwą glin zwałowych o miąższości od kilkunastu do trzydziestu kilku metrów (Ryc. 64). Lokalnie miąższość utworów słabo przepuszczalnych może przekraczać 60 m, w miejscach gdzie poziom wodonośny jest związany tylko z piaskami zlodowacenia warty. W rejonie występowania piasków sandrowych izolacja jest słaba lub nie ma jej (Oficjalska, Krawczyńska, 2004).

Parametry hydrogeologiczne tego poziomu wodonośnego są zbliżone. Wodoprzewodność na znacznym obszarze wynosi od 200 do 500 m^2/d, wyższa jest w Rutkach Nowych – 600 m^2/d, w rejonie Raczki–Sucha Wieś–Janówka osiąga wartość 700–850 m^2/d, a w Augustowie – nawet 1000 m^3/d. Wartości poniżej 100 m^2/d zanotowano tylko na południu w rejonie Żarnowa. Wydajność potencjalna dla tego poziomu wodonośnego, odczytana z nomogramów i potwierdzona eksploatacją, wynosi 50–70 m^3/h, a w rejonach występowania piasków ze żwirami 70–120 m^3/h. Lokalnie wydajność potencjalna jest niższa i waha się od 10 m^3/h do 50 m^3/h (Oficjalska, Krawczyńska, 2004).

Dolny poziom międzyglinowy jest związany z występującymi lokalnie piaskami i żwirami interglacjału lubelskiego, piaskami interglacjału mazowieckiego oraz interglacjału augustowskiego i pełni on rolę podrzędnego poziomu wodonośnego. Utwory wodonośne nawiercono m.in. w Mazurkach na głębokości 96 m. Brak jednak danych o ich przewodności i wydajności potencjalnej (Oficjalska, Krawczyńska, 2004).

W południowo-zachodnim fragmencie zlewni Biebrzy, obejmującym wschodnią część Wysoczyzny Kolneńskiej, na obszarze wysoczyznowym, międzyglinowy poziom wodonośny występuje zazwyczaj na głębokości 15–50 m, lokalnie – 50–100 m lub 100–150 m (Ryc. 65). Najpłycej znajduje się w rejonie Szczuczyna i Niećkowa, gdzie głębokość jego występowania nie przekracza 5 m. Najmniejszą miąższość 5–10 m poziomu międzyglinowego stwierdzono w rejonie Sokołów Jeziornych. W rejonie Szczuczyna, Wąsosza i Zalesia miąższość wynosi na ogół 10–20 m, za wyjątkiem rejonu na południe od Grajewa, gdzie miąższość waha się w przedziale od 20 do 40 m oraz obszaru miasta Grajewo, gdzie miąższość przekracza 40 m.

Wartość wodoprzewodności jest niewielka i na zdecydowanej większości tego obszaru wynosi poniżej 100 m^2/d lub 100–200 m^2/d. Większą wartość tego parametru, w przedziale 200–500 m^2/d, stwierdzono na obszarze miasta Grajewo oraz w rejonie Wojewodzina i Zalesia. Największą wartość wodoprzewodności 1000–1500 m^2/d stwierdzono w rejonie Szczuczyna. Wydajność potencjalna przyjmuje wartość w przedziałach 10–30 m^3/h lub 30–50 m^3/h. Największą

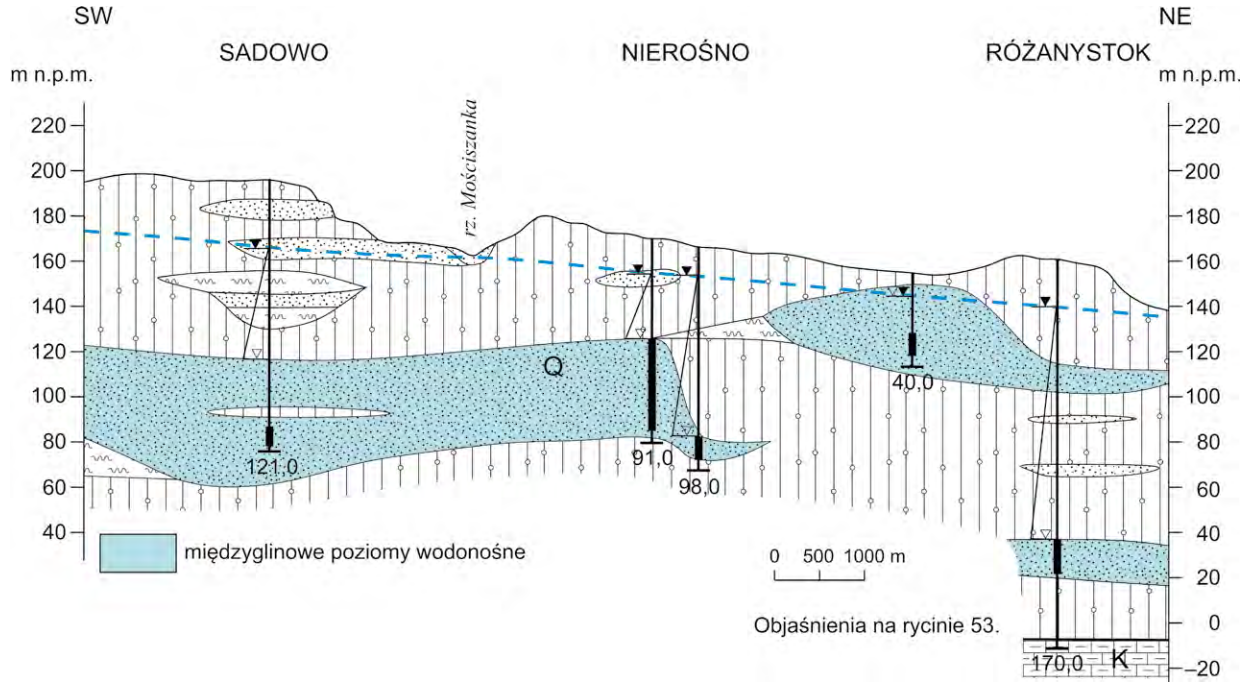


Ryc. 65. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w Zalesiu i Niećkowie (Śmietański, 2004)

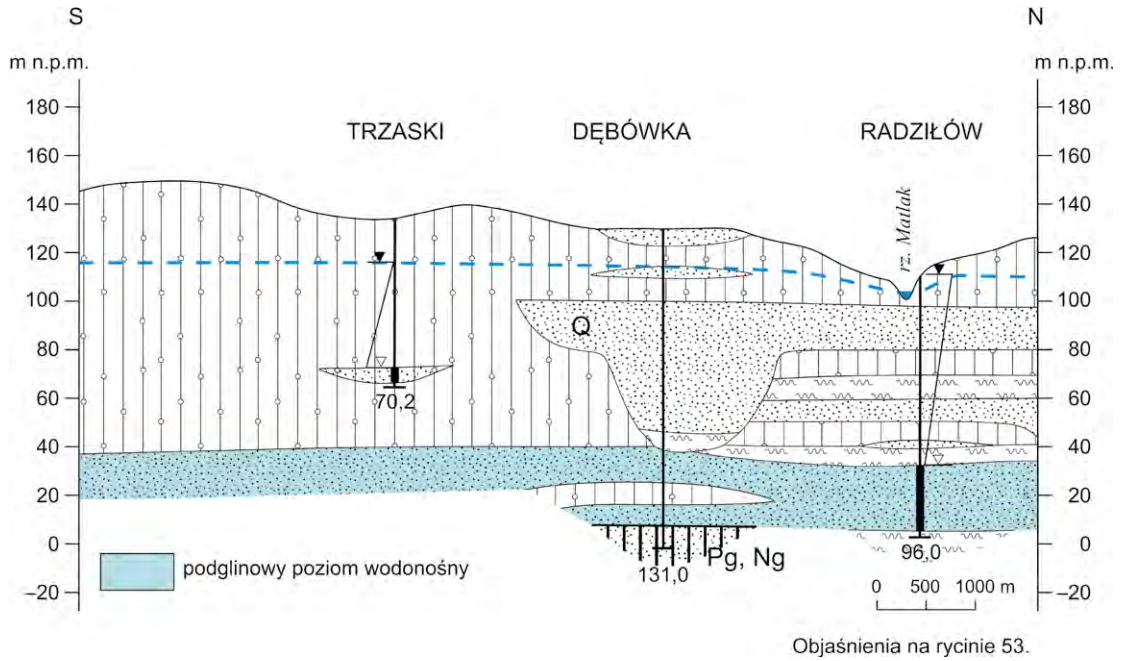
wartość wydajności potencjalnej >70 m^3/h stwierdzono w Grajewie, Wojewodzinie, Zalesiu i w rejonie Szczuczyna (Śmietański, 2004).

W południowo-wschodnim fragmencie zlewni Biebrzy obejmującym północną część Wzgórz Sokólskich wydzielono poziom międzyglinowy o średniej miąższości 30 m (Ryc. 66). Wodoprzewodność poziomu międzyglinowego wykazuje bardzo znaczne zróżnicowanie i wynosi od kilkudziesięciu do kilkuset m^2/d, przy czym charakterystyczna jest wysoka przewodność struktur wodonośnych występujących dość głęboko, pod nadkładem glin zwałowych o sumarycznej miąższości ponad 50 m. Równocześnie w strukturach wodonośnych występujących płytko – jak w m. Sidra, przewodność nie przekracza 100 m^2/d. Wydajność potencjalna pojedynczego otworu studziennego przeważnie mieści się w przedziale 30–70 m^3/h, choć lokalnie – jak w rejonie Dąbrowy Białostockiej i Nierośna przekracza 70 m^3/h (Ziółkowski, 2004).

W południowo-zachodnim fragmencie zlewni Biebrzy, w rejonie Radziłowa i Przytuł międzyglinowy poziom wodonośny występuje niemal na całym obszarze i jest związany ze zlodowaceniem nidy (Ryc. 67). Poziom ten jest wykształcony w postaci piasków i żwirów wodnolodowcowych. Maksymalną miąższość stwierdzono na głębokości ok. 100 m. Wydajność jest znaczna i często przekracza 70 m^3/h. Współczynnik filtracji najczęściej mieści się w przedziale od 15 do 30 m/d (Nowicki i in., 2004).



Ryc. 66. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w Nierośnie (Ziółkowski, 2004)

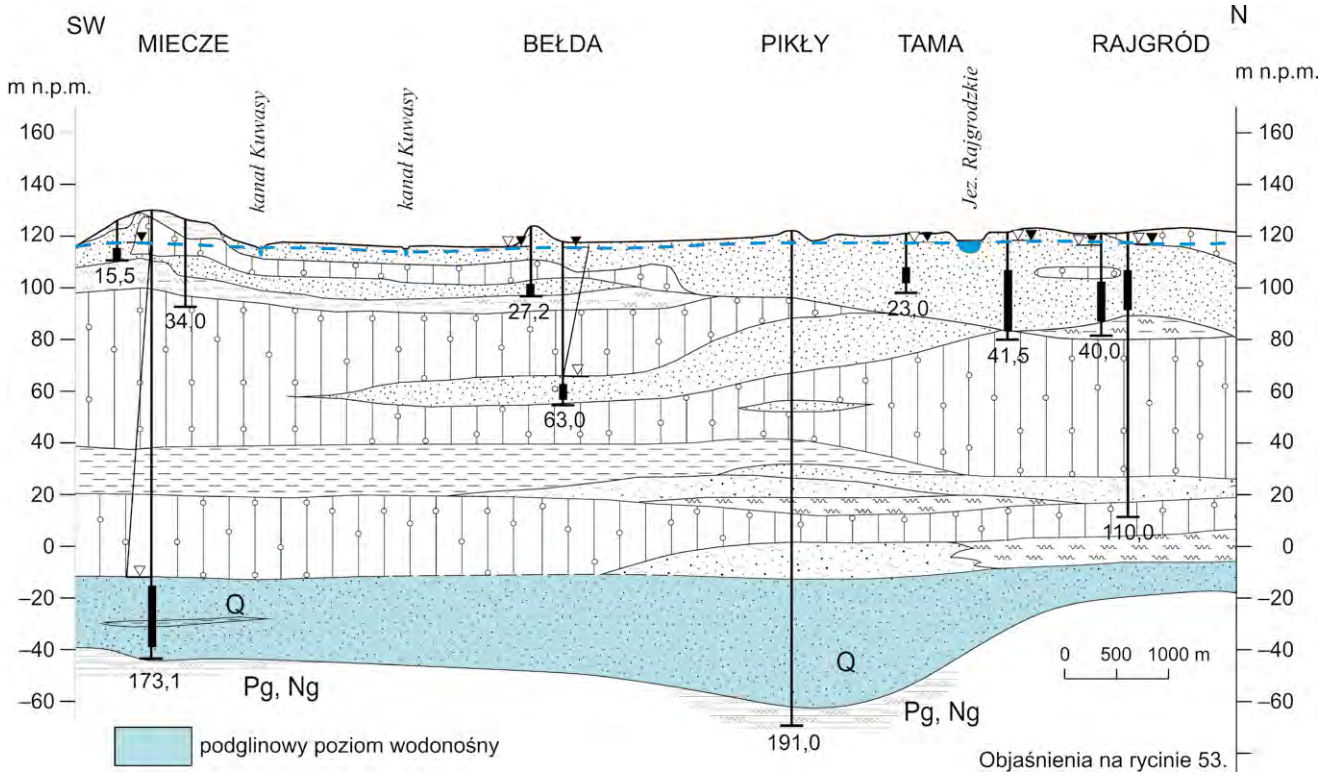


Ryc. 67. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych koło Radziłowa (Nowicki i in., 2004)

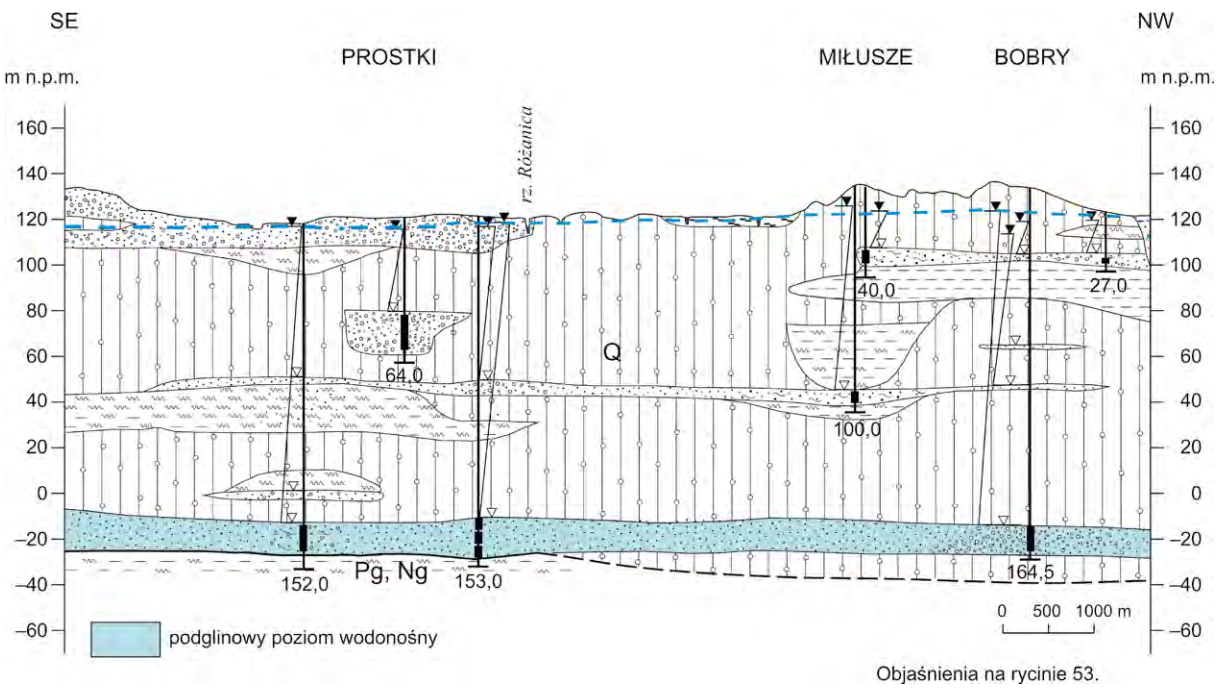
Poziom podglinowy

Na obszarze zlewni Biebrzy podglinowy użytkowy poziom wodonośny jest związany z utworami wodonośnymi zlodowacenia narwi oraz nidy. Wody tego poziomu ujęto m.in. w Zajdach, Augustowie, Prostkach, Białaszewie, Mikicinie, Chodorówce Nowej, Osowcu, Radziłowie, Rajgrodzie i Mieczach.

Podglinowy poziom użytkowy, związany z osadami piaszczystymi pochodzącymi z okresu zlodowacenia narwi, nawiercono m.in. w rejonie Mieczy na głębokości od 120 do 140 metrów w piaskach średnio- i drobnoziarnistych (Ryc. 68). Miąższość utworów wodonośnych wynosi od kilkunastu metrów na północy w Borzymach do 50 metrów w Pikłach, w pozostałych otworach – od 20 do 30 m. Wodo-



Ryc. 68. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w Mieczach (Oficjalska, 2004a)



Ryc. 69. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w Prostkach i Bobrach (Włostowski, 2004b)

przewodność poziomu wodonośnego na ujęciu w Mieczach wynosi poniżej 100 m^2/d, a wydajność potencjalną studni ustalono na 30–50 m^3/h. Zwierciadło wody ma charakter napięty i stabilizuje się powyżej zwierciadła wód wyżej występującego przypowierzchniowego poziomu wodonośnego. Poziom podglinowy jest izolowany od powierzchni terenu kilkudziesięciometrową warstwą glin zwałowych lub iłów (Oficjalska, 2004a).

Poziom podglinowy ujęto również w rejonie miejscowości Bobry i Prostki (Ryc. 69). Występuje on na głębokości ok. 130 m w rejonie Prostek i 148,8 m w rejonie miejscowości Bobry. Poziom ten, o miąższości od kilkunastu do powyżej 20 m, jest zbudowany głównie z piasków różnoziarnistych, miejscami ze żwirami. Wodoprzewodność poziomu wynosi poniżej 100 m^2/d, jedynie w rejonie dawnej mleczarni w Prostkach jest wyższa i wynosi ok. 220 m^2/d. Podglinowy poziom wodonośny, na tym obszarze, jest izolowany od powierzchni terenu ponad stumetrową warstwą utworów słabo przepuszczalnych glin zwałowych, pyłów i iłów (Włostowski, 2004b).

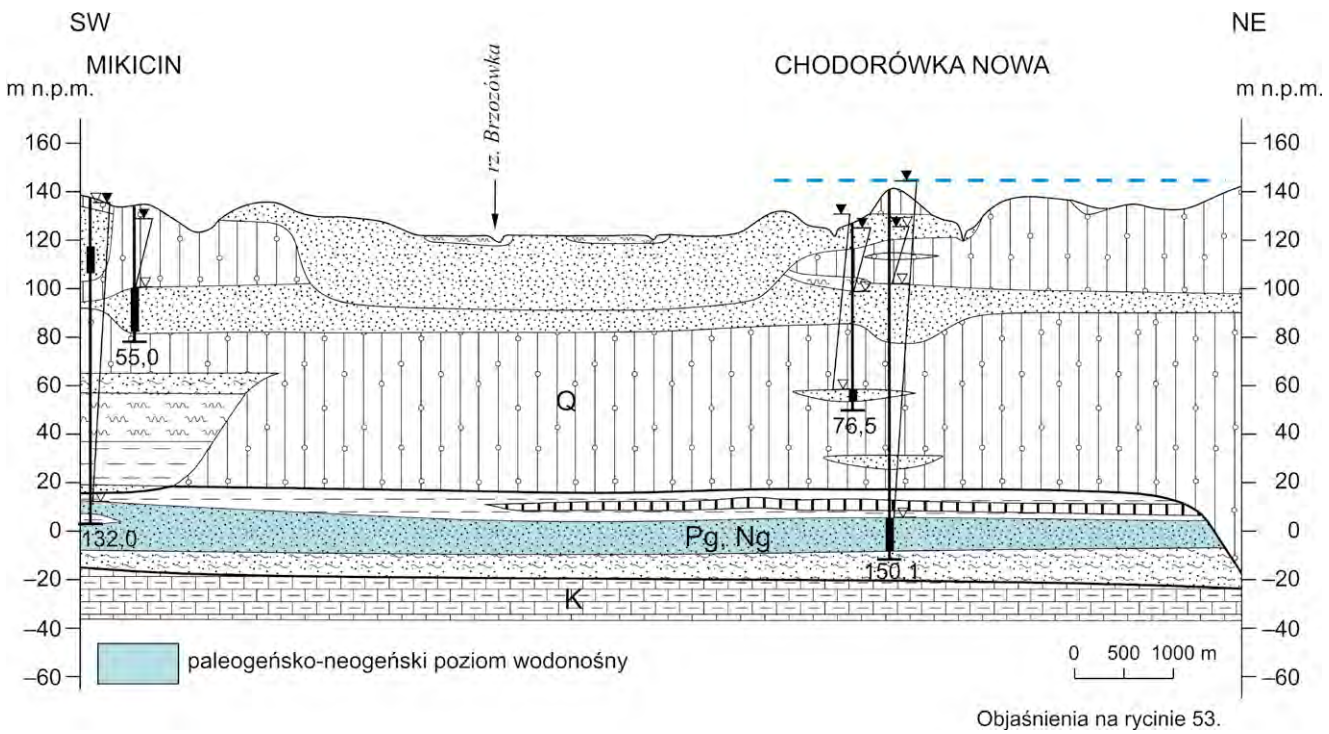
W rejonie Jasionówki i Czarnej Białostockiej poziom podglinowy jest związany z piaskami i żwirami zlodowaceń południowopolskich. W tej części Wysoczyzny Białostockiej podglinowy poziom wodonośny występuje na głębokości od 52 do 110 m. Jest on dobrze izolowany glinami i pyłami o miąższości od 50 do 91 m. Miąższość warstw wodonośnych zmienia się od 5 do 25 m. Poziom ten udoku-mentowano m.in. w Długim Ługu gdzie współczynnik filtra-cji ujętej warstwy wodonośnej wyniósł 2,2 m/d, a wydajność potencjalna studni mieści się w przedziale od 10 do 30 m^3/h (Malinowska-Pisz, 2004).

W rejonie Janowa, w południowo-wschodnim fragmen-cie zlewni Biebrzy, podglinowy poziom wodonośny, izolowany glinami i pyłami o miąższości od 84 do 116 m, występuje na głębokości od 116 do 123 m, a jego miąższość zmienia się od 5 do 25 m. Zwierciadło wody ma charakter naporowy i stabilizuje się na głębokości ok. 10 m. Poziom ten udokumentowano w Racewie oraz Jacowlanach i w tym rejonie współczynnik filtracji wyniósł od 1,3 do 3,5 m/d, a wydajność potencjalną studzien oszacowano w przedziale od 10 do 30 m^3/h (Malinowska-Pisz, 2004).

WODY W UTWORACH PALEOGENU I NEOGENU

Ze względu na dużą wodonośność utworów czwartorzędowych większość otworów nie została dowiercona do paleogenu i neogenu i stąd rozpoznanie wodonośnych osadów piętra paleogeńsko-neogeńskiego jest fragmentaryczne. Osady te są związane z piaszczystymi seriami paleocenu, oligocenu, miocenu oraz pliocenu rozdzielonymi mułkami i iłami. We wschodniej części zlewni Biebrzy, w okolicach Augustowa, są to opoki i gezy paleocenu dolnego. Nieco dalej na północ wodonośny poziom paleogeński jest reprezentowany przez opoki i gezy mułowcowo-piaszczyste paleocenu dolnego (montu). Wody tego piętra, na obszarze zlewni Biebrzy, są ujmowane nielicznymi otworami m.in. w Zajdach, Augustowie, Prostkach, Białaszewie, Mikicinie, Chodorówce Nowej i Osowcu.

W rejonie Białaszewa ujęto poziom wodonośny, który tworzą mioceńskie piaski drobno- i średnioziarniste, zalegające na głębokości ok. 120 m. Niekiedy łączą się one z piaskami zalegającymi w spągu czwartorzędu, tworząc jeden poziom czwartorzędowo-neogeński o łącznej miąższości 20–40 m. Wydajność potencjalna studni mieści się w przedziale 30–50 m^3/h (Śmietański i in., 2004).



Ryc. 70. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie ujęć wód podziemnych w Mikicinie i Chodorówce Nowej (Zboralska, Mikołajczyk, 2004)

W Chodorówce Nowej eksploatowany paleogeński poziom wodonośny (Ryc. 70) jest wykształcony głównie w postaci piasków drobnoziarnistych zalegających na głębokości od 138 do 151 m. Średnia miąższość wynosi 13,7 m, a współczynnik filtracji – 6,1 m/d. Wydajność potencjalna studni wynosi 50–70 m³/h (Zboralska, Mikołajczyk, 2004). W rejonie tym paleogeński poziom wodonośny jest izolowany od powierzchni terenu kompleksem glin zwałowych o znacznej miąższości – ok. 80 m.

Około 7 km na zachód od Chodorówki Nowej w Mikicinie nawiercono neogeński poziom wodonośny, ale ze względów technicznych nie ujęto go do eksploatacji (ujęto przypowierzchniowy poziom czwartorzędowy) (Ryc. 70). Mioceński poziom wodonośny występuje w obrębie utworów sedymentacji burowęglowej. Tworzą go piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości od 10 do 20 m, zalegające na głębokości ok. 116 m. Zwierciadło wody ma charakter subartezyjski, a w obniżeniach dolinnych – artezyjski (Zboralska, Mikołajczyk, 2004).

Paleogeńską warstwę wodonośną nawiercono również otworem badawczym PIG-PIB w Romejkach (na południowy wschód od Jaświł). Oligoceńska seria piaszczysta występuje w przedziale głębokości od 135 do 178 m, przy czym do głębokości 151,5 m są to czwartorzędowe piaski drobnoziarniste z wkładkami mułków. Niżej zalegają paleogeńskie piaski drobnoziarniste, mułkowate, kwarcowo-glaukonitowe, silnie zielone. Ocena warstwy wodonośnej pod względem wodonośności nie jest jednak w pełni możliwa ponieważ nie przeprowadzono badań hydrogeologicznych (Zborowski, 2004a).

WODY W UTWORACH MEZOZOICZNYCH

Warstwę wodonośną piętra mezozoicznego stanowią wapienie płytowe i rafowe oraz margle jury górnej. Została ona ujęta dwoma otworami w Lipowcu, na wschód od Augustowa. Zwierciadło wód podziemnych o charakterze naporowym, nawiercono w tych otworach na głębokości od 398 m p.p.t. do 450 m p.p.t. Zwierciadło wody stabilizowało się odpowiednio na głębokości od 7,6 m p.p.t do ok. 1,9 m p.p.t. Ze względu na niekorzystne parametry hydrogeologiczne jurajski poziom wodonośny nie spełnia kryteriów poziomu użytkowego (maksymalna wydajność 12 m³/h przy depresji 35 m i współczynniku filtracji 0,2 m/d) (Krawczyk, 2004).

MONITORING STANU ILOŚCIOWEGO I CHEMICZNEGO WÓD PODZIEMNYCH

KRAJOWY MONITORING WÓD PODZIEMNYCH

Obszar zlewni Biebrzy od 1976 r. jest objęty krajowym monitoringiem wód podziemnych. Obserwacje i badania wód podziemnych są prowadzone w Sieci Obserwacyjno-Badawczej Wód Podziemnych Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (SOBWP MWP).

Obecnie monitoring wód podziemnych jest przeznaczony do jednolitych części wód podziemnych (JCWPd), umoż-

liwiając przeprowadzenie oceny stanu wód w każdej ze 172 JCWPd. Oceny tej dokonuje się zgodnie z wytycznymi Rozporządzenia Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu jednolitych części wód podziemnych, w którym wyróżniono pięć klas jakości wód: klasę I (wody bardzo dobrej jakości), klasę II (wody dobrej jakości), klasę III (wody zadowalającej jakości), klasę IV (wody niezadowalającej jakości) i klasę V (wody złej jakości).

Według stanu na marzec 2020 r. Sieć Obserwacyjno-Badawcza Wód Podziemnych PIG-PIB obejmuje w zlewni Biebrzy (JCWPd nr 32) 26 punktów badawczych (Tab. 9, Ryc. 71), z czego:

- w 15 punktach jest prowadzony monitoring stanu ilościowego – położenia zwierciadła wody (dawny SOH),
- w 22 punktach jest prowadzony monitoring stanu jakościowego (dawna MONBADA).

W 11 punktach monitoring stanu ilościowego i jakościowego wód podziemnych jest prowadzony jednocześnie. W punkcie II/585/1 włączonym do sieci, nie rozpoczęto pomiarów. Na obszarze zlewni Biebrzy nie funkcjonuje żadna stacja hydrogeologiczna I-go rzędu.

W niniejszym rozdziale omówiono jedynie wyniki monitoringu stanu ilościowego, zaś interpretację analiz chemicznych próbek wody pobranych w ramach monitoringu stanu chemicznego przedstawiono w rozdziale Chemizm i jakość wód podziemnych.

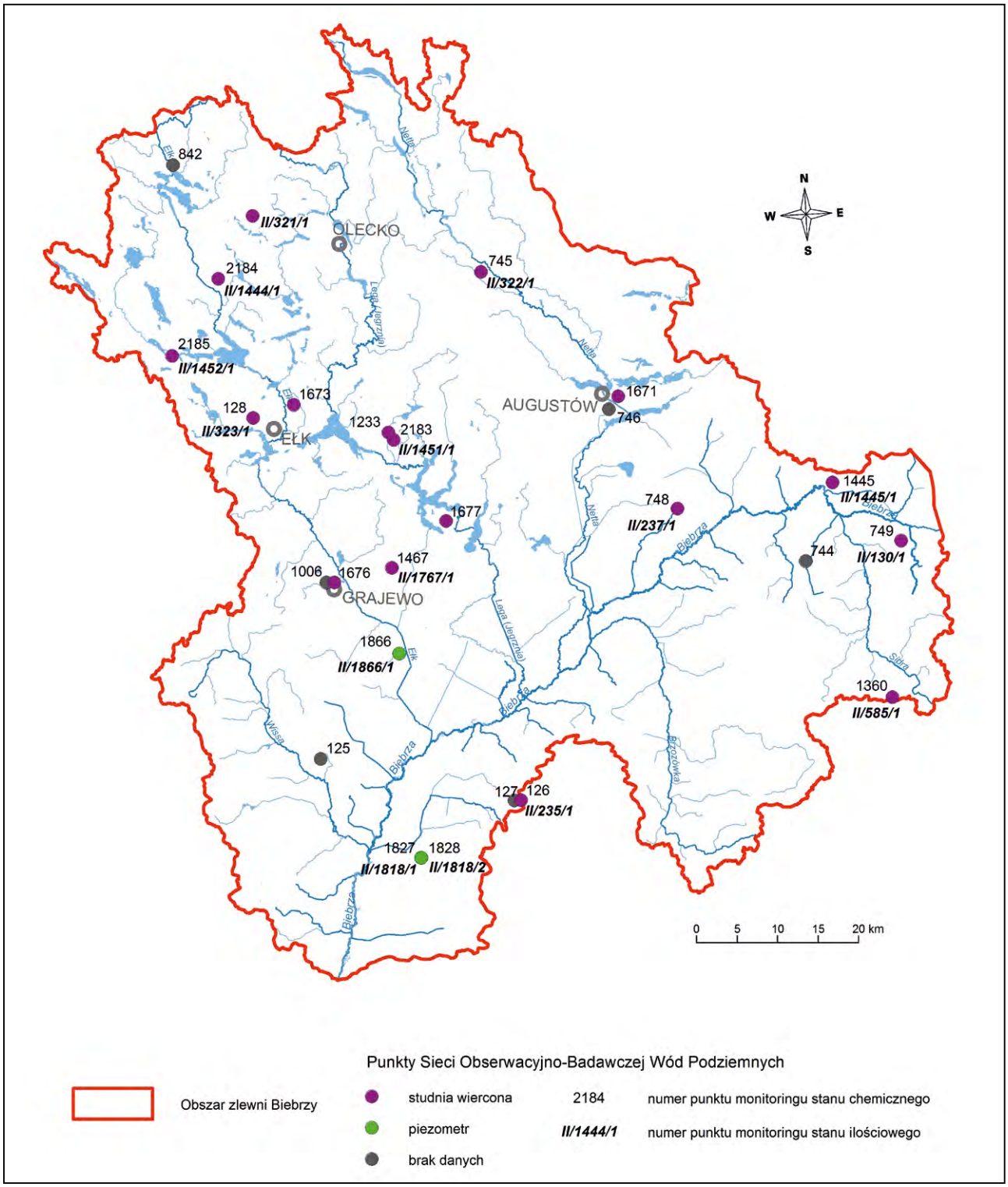
W toku wstępnej weryfikacji dostępnych danych odrzucono dwa punkty II/585/1 – punkt włączono do sieci lecz nie rozpoczęto pomiarów oraz II/321/1 – z uwagi na zbyt krótki okres wykonywania pomiarów, wynoszący jeden rok.

W punktach II/130/1 (Fot. 37), II/235/1, II/237/1, II/322/1 (Fot. 38), II/323/1, II/1444/1, II/1445/1, II/1451/1 i II/1452/1 pomiary prowadzono w okresie 15 lub ponad 15 lat. Dane z punktów, w których pomiary prowadzono w okresie krótszym niż wielolecie obejmujące 15 lat potraktowano w analizie jako pomocnicze – II/1767/1 (Fot. 39), II/1818/1 (Fot. 40), II/1818/2 i II/1866/1.

Analizę wahań zwierciadła wód podziemnych wykonano na podstawie danych wejściowych z 13 punktów monitorin-

Fot. 37. Punkt krajowego monitoringu wód podziemnych Sieruciowce II/130/1 (gm. Nowy Dwór) (fot. J. Kochanowski)

Fot. 38. Punkt krajowego monitoringu wód podziemnych Raczki II/322/1 (gm. Raczki) (fot. D. Węglarz)



Ryc. 71. Lokalizacja punktów Sieci Obserwacyjno-Badawczej Wód Podziemnych PIG-PIB (MWP, 2019)

gu ilościowego wód podziemnych (Sieci Obserwacyjno-Badawczej Wód Podziemnych PIG-PIB). Punkty sklasyfikowano ze względu na ujęty poziom wodonośny, zgodnie ze schematyzacją i agregacją warstw wodonośnych na potrzeby wykonania modelu numerycznego (Filar i in., 2018). Punkty obserwacyjne przyporządkowano do następujących poziomów wodonośnych:

- przypowierzchniowego: II/235/1 (Ryc. 73), II/237/1 (Ryc. 74), II/1444/1 (Ryc. 77), II/1445/1 (Ryc. 78), II/1451/1 (Ryc. 79), II/1452/1 (Ryc. 80), II/1818/1 (Ryc. 82), II/1818/2 (Ryc. 83) i II/1866/1 (Ryc. 84);
- międzyglinowego: II/130/1 (Ryc. 72), II/322/1 (Ryc. 75), II/323/1 (Ryc. 76);
- podglinowego: II/1767/1 (Ryc. 81).

Tabela 9

Zestawienie punktów monitoringu krajowego wód podziemnych (SOBWP) na obszarze zlewni Biebrzy (źródło: PIG-PIB)

Numer punktu SOH	Numer punktu MONBADA	Nr punktu CBDH	Województwo, powiat, gmina, miejscowość	Współrzędne geograficzne		Rzędna terenu [m n.p.m.]	Rodzaj otworu	Głębokość ostateczna [m]	Głębokość stropu ww. [m]	Głębokość spągu ww. [m]	Głębokość zwierciadła ustalonego [m]	Rodzaj poziomu wodonośnego	Typ ośrodka	Litologia (opis)	Rok rozpoczęcia i zakończenia obserwacji
				PUWG 1992 X	PUWG 1992 Y										
II/130/1	749	1880001	podlaskie, sokólski, Nowy Dwór, Sieruciowce	798423,5	654460,2	140,0	st. wiercona	40,2	33,0	37,6	10,9	poziom międzyglinowy	porowy	piaski + żwiry	1978–teraz
II/235/1	126	2610022	podlaskie, moniecki, Mońki, Mońki	751530,0	622444,2	172,6	st. wiercona	18,0	5,0	15,0	4,3	poziom przypowierzchniowy	porowy	żwiry	1976–teraz
II/237/1	748	1860007	podlaskie, augustowski, Sztabin, Kamień	770835,5	658406,7	155,0	st. wiercona	33,6	20,1	33,6	20,1	poziom przypowierzchniowy	porowy	żwiry + piaski	1976–2006
II/321/1	–	1060051	warmińsko-mazurskie, olecki, Świętajno, Jurki	718413,5	694523,2	99,9	st. wiercona	73,0	62,0	69,0	21,3	poziom międzyglinowy	porowy	piaski	1978–1978
II/322/1	745	1470005	podlaskie, suwalski, Raczki, Raczki	746593,6	687607,7	165,0	st. wiercona	52,0	31,0	56,0	11,0	poziom międzyglinowy	porowy	piaski	1978–teraz
II/323/1	128	1450032	warmińsko-mazurskie, ełcki, Ełk, Siedliska	718468,5	669596,1	135,2	st. wiercona	50,8	42,4	48,0	10,2	poziom międzyglinowy	porowy	piaski	1978–teraz
II/585/1	1360	2630007	podlaskie, sokólski, Sidra, Racewo	797368,0	635146,8	169,1	st. wiercona	21,5	7,5	19,4	5,9	poziom przypowierzchniowy	porowy	piaski + żwiry + otoczaki	brak obserwacji

Tabela 9 cd.

Numer punktu SOH	Numer punktu MONBADA	Nr punktu CBDH	Województwo, powiat, gmina, miejscowość	Współrzędne geograficzne		Rzędna terenu [m n.p.m.]	Rodzaj otworu	Głębokość ostateczna [m]	Głębokość stropu ww. [m]	Głębokość spągu ww. [m]	Głębokość zwierciadła ustalonego [m]	Rodzaj poziomu wodonośnego	Typ ośrodka	Litologia (opis)	Rok rozpoczęcia i zakończenia obserwacji
				PUWG 1992 X	PUWG 1992 Y										
II/1444/1	2184	1060072	warmińsko-mazurskie, olecki, Świętajno, Smolnik	714166,5	686754,2	136,0	st. wiercona	28,0	9,1	28,0	9,1	poziom przypowierzchniowy	porowy	piaski	2006–teraz
II/1445/1	1445	1870001	podlaskie, augustowski, Lipsk, Lipsk	789965,0	661632,4	135,0	st. wiercona	34,5	13,8	32,0	13,8	poziom przypowierzchniowy	porowy	piaski + żwiry	2006–teraz
II/1451/1	2183	1840014	warmińsko-mazurskie, ełcki, Kalinowo, Pisanica	735819,5	666891,0	124,0	st. wiercona	19,0	3,0	19,0	3,0	poziom przypowierzchniowy	porowy	piaski	2006–teraz
II/1452/1	2185	1440042	warmińsko-mazurskie, ełcki, Stare Juchy, Stare Juchy	708468,4	677226,7	145,0	st. wiercona	26,0	15,1	27,0	15,1	poziom przypowierzchniowy	porowy	piaski + żwiry	2006–teraz
II/1767/1	1467	1840052	podlaskie, grajewski, Rajgród, Miecze	735597,5	651083,3	130,0	st. wiercona	173,0	142,0	173,0	12,1	poziom podglinowy	porowy	piaski średnio-ziarniste	2013–teraz
II/1818/1	–	2600031	podlaskie, moniecki, Trzcianne, Gugny	739217,7	615333,6	106,8	piezo-metr	23,0	20,0	23,3	1,7	poziom przypowierzchniowy	porowy	piaski różno-ziarniste	2014–teraz
II/1818/2	–	2600032	podlaskie, moniecki, Trzcianne, Gugny	739212,2	615333,3	106,6	piezo-metr	9,0	1,6	9,0	1,6	poziom przypowierzchniowy	porowy	piaski drobno-ziarniste	2014–teraz
II/1866/1	–	2220017	podlaskie, grajewski, Grajewo, Sojczyn Borowy	736505,6	640517,7	115,0	piezo-metr	34,0	24,0	30,2	2,6	poziom przypowierzchniowy	porowy	piaski pyłowate	2015–teraz

Tabela 9 cd.

Numer punktu SOH	Numer punktu MONBADA	Nr punktu CBDH	Województwo, powiat, gmina, miejscowość	Współrzędne geograficzne		Rzędna terenu [m n.p.m.]	Rodzaj otworu	Głębokość ostateczna [m]	Głębokość stropu ww. [m]	Głębokość spągu ww. [m]	Głębokość zwierciadła ustalonego [m]	Rodzaj poziomu wodonośnego	Typ ośrodka	Litologia (opis)	Rok rozpoczęcia i zakończenia obserwacji
				PUWG 1992 X	PUWG 1992 Y										
–	125	–	podlaskie, grajewski, Radziłów, Kownatki	726809,4	627522,3	–	–	–	4,6	–	–	poziom przypowierzchniowy	porowy	–	–
–	127	–	podlaskie, moniecki, Mońki, Mońki	750703,0	622406,4	–	–	–	10,2	–	–	poziom przypowierzchniowy	porowy	–	–
–	744	–	podlaskie, sokólski, Dąbrowa Białostocka, Dąbrowa Białostocka	786666,9	651926,2	–	–	–	52,0	–	–	poziom międzyglinowy	porowy	–	–
–	746	–	podlaskie, augustowski, Augustów (gm. miejska), Augustów	762362,7	670679,1	–	–	–	4,2	–	–	poziom przypowierzchniowy	porowy	–	–
–	842	–	warmińsko-mazurskie, olecki, Kowale Oleckie, Czerwony Dwór	708572,7	700770,8	–	–	–	3,4	–	–	poziom przypowierzchniowy	porowy	–	–
–	1006	–	podlaskie, grajewski, Grajewo (gm. miejska), Grajewo	727519,3	649283,7	–	–	–	22,0	–	–	poziom przypowierzchniowy	porowy	–	–

Tabela 9 cd.

Numer punktu SOH	Numer punktu MONBADA	Nr punktu CBDH	Województwo, powiat, gmina, miejscowość	Współrzędne geograficzne		Rzędna terenu [m n.p.m.]	Rodzaj otworu	Głębokość ostateczna [m]	Głębokość stropu ww. [m]	Głębokość spągu ww. [m]	Głębokość zwierciadła ustalonego [m]	Rodzaj poziomu wodonośnego	Typ ośrodka	Litologia (opis)	Rok rozpoczęcia i zakończenia obserwacji
				PUWG 1992 X	PUWG 1992 Y										
–	1233	1840033	warmińsko-mazurskie, ełcki, Kalinowo, Pisanica	735182,2	667793,7	127,0	st. wiercona	30,0	6,0	26,5	3,2	poziom przypowierzchniowy	porowy	–	–
–	1671	1480044	podlaskie, augustowski, Augustów (gm. miejska), Augustów	763529,5	672254,8	125,8	st. wiercona	65,0	18,0	60,0	6,4	poziom międzyglinowy	porowy	piaski drobno-ziarniste	–
–	1673	1450163	warmińsko-mazurskie, ełcki, Ełk, Ełk	723483,5	671195,6	127,0	st. wiercona	22,2	7,0	19,5	7,0	poziom przypowierzchniowy	porowy	żwiry	–
–	1676	2210077	podlaskie, grajewski, Grajewo (gm. miejska), Grajewo	728490,8	649295,5	127,7	st. wiercona	181,2	143,0	176,0	17,3	poziom podglinowy	porowy	piaski	–
–	1677	1840044	podlaskie, grajewski, Rajgród, Rajgród	742276,2	656875,3	121,1	st. wiercona	38,8	17,0	35,0	3,7	poziom międzyglinowy	porowy	piaski średnio-ziarniste	–

Fot. 39. Punkt krajowego monitoringu wód podziemnych Miecze II/1767/1 (gm. Rajgród) (fot. J. Kochanowski)

W trakcie dalszej weryfikacji ciągów pomiarowych z analizy wielolecia zrezygnowano z punktu II/237/1 (Ryc. 74), w którym pomimo zaznaczających się wyraźnie cykli wieloletnich oraz nakładających się na nie rocznych, sezonowych zmienności położenia zwierciadła wody zaobserwowano trend do jego obniżania się, który trwał od kwietnia 1982 r. do końca pomiarów w tym punkcie badawczym tj. do lipca 2006 r. Zaobserwowane zmiany były najprawdopodobniej spowodowane czynnikiem antropogenicznym, tj. rosnącą eksploatacją wód podziemnych pobliskiego ujęcia wodociągowego w miejscowości Lipsk.

Rozpatrując dostępne okresy pomiarowe, amplituda wahań zwierciadła wód podziemnych z wielolecia wynosi:

- poziom przypowierzchniowy – 0,76–3,00 m;
- poziom międzyglinowy – 1,6–3,15 m;
- poziom podglinowy – 2,13 m.

Ogólnie na całym obszarze wahania zwierciadła wody w analizowanym wieloleciu 1976–2020 w poziomie przypowierzchniowym i międzymorenowym mają zbliżony charakter. W części punktów w tych samych latach wystąpiły maksima i minima stanów wód (Tab. 10). We wszystkich punktach wahania charakteryzują się regularnością i zauważalnymi prawidłowościami. Można wyróżnić następujące typy wahań zwierciadła wód podziemnych:

- typ wahań o wyraźnym cyklu wieloletnim i wyraźnym cyklu rocznym, charakteryzującym się maksimum wiosennym, letnią zniżką i jesienno-zimową zniżką (np. II/1445/1 i II/130/1);
- typ wahań bez wyraźnego cyklu wieloletniego, ale o wyraźnym cyklu rocznym, charakteryzującym się maksimum wiosennym, letnią zniżką i jesienno-zimową zniżką (II/1451/1) lub letnio-jesienną zniżką (II/323/1, II/1818/1, II/1818/2 i II/1866/1);
- typ wahań o wyraźnym cyklu rocznym (dwuwierzchołkowym), charakteryzującym się maksimum wiosennym, letnią zniżką, jesiennym podniesieniem się zwierciadła i zimową zniżką (II/1444/1 i II/1452/1);
- typ wahań o wyraźnym cyklu rocznym, charakteryzującym się późniejszym niż w pozostałych punktach maksimum wiosenno-letnim i jesienno-zimową zniżką (II/235/1 i II/322/1);
- typ wahań o zróżnicowanym rytmie i amplitudzie (II/1767).

Spośród wymienionych typów wahań najczęściej występującą dwa:

- typ wahań o wyraźnym cyklu wieloletnim i wyraźnym cyklu rocznym, charakteryzującym się maksimum wiosennym, letnią zniżką i jesienno-zimową zniżką;
- typ wahań bez wyraźnego cyklu wieloletniego lecz z wyraźnym cyklem rocznym, charakteryzującym się maksimum wiosennym, letnią zniżką i jesienno-zimową zniżką.

W zasadzie nie stwierdzono wahań nieregularnych, bez zauważalnych prawidłowości zmian. Trudność w identyfikacji cykli wieloletnich może wynikać ze zbyt krótkich ciągów obserwacyjnych części punktów – dostępne ciągi pomiarowe mogą stanowić jedynie fragment dłuższego cyklu wieloletniego.

Charakterystykę zmienności sezonowej przedstawiono na przykładzie lat 2016 i 2017, w których przeprowadzono kartowanie hydrogeologiczne na potrzeby „*Dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni Biebrzy*" (Filar i in., 2018). Amplituda wahań dla 2016 r. zamyka się w przedziale 0,2–1,7 m i w zależności od ujętego poziomu wodonośnego przedstawia się następująco.

- poziom przypowierzchniowy – 0,2–1,0 m;
- poziom międzyglinowy – 0,3–0,9 m;
- poziom podglinowy – 1,7 m.

Różnica głębokości do zwierciadła wody w punktach monitoringu stanu ilościowego między pierwszą serią pomiarową wykonaną w III kw. 2016 r. a rocznymi średnimi arytmetycznymi z 2016 r. wynosi odpowiednio:

- poziom przypowierzchniowy – 0,1–0,4 m;
- poziom międzyglinowy – 0,1–0,4 m;
- poziom podglinowy – 0,4 m.

Druga seria pomiarów, wykonana we wrześniu 2017 r. wypadła w wyższych stanach retencji niż pomiary serii pierwszej. W analizowanych punktach odnotowano podniesienie się zwierciadła wód podziemnych o następujące wartości:

- poziom przypowierzchniowy – 0,3–0,7 m;
- poziom międzyglinowy – 0,4–0,5 m;
- poziom podglinowy – 0,3 m.

Porównując dane pomiarowe z 2017 r. ze średnimi stanami retencji z analizowanego wielolecia należy zauważyć, że w przypowierzchniowym poziomie wodonośnym zjawisko niżówki hydrogeologicznej praktycznie nie występuje, w poziomie międzyglinowym rejestrowane obniżenie zwierciadła wody, w odniesieniu do stanów średnich, jest marginalne (0,1–0,2 m), natomiast w poziomie podglinowym, o największej inercji systemu wodonośnego, osiąga ok. 0,3 m.

We wszystkich punktach dokumentacyjnych zarówno w poziomie przypowierzchniowym, międzyglinowym, jak i podglinowym kartowanie hydrogeologiczne, przeprowadzone w III kw. 2016 r. (Filar i in., 2018), wykazało występowanie zwierciadła wód podziemnych poniżej wartości średnich z wielolecia. Najniżej udokumentowano je w poziomie przypowierzchniowym, pozbawionym izolacji, o najkrótszym czasie inercji na wymuszenia. Jest to bezpośrednio związane z występowaniem zjawiska suszy hydrogeologicznej, której rozwój odnotowano od II kw. 2014 r. W najbardziej eksponowanym na zjawiska meteorologiczne poziomie przypowierzchniowym zwierciadło wody występowało o 0,3–0,7 m poniżej średniego położenia w wieloleciu pomiarowym. W punktach dokumentacyjnych, w których obserwacje rozpoczęto w 2014 r., w trakcie prac terenowych zarejestrowano położenie zwierciadła wody niższe o 0,4–0,5 m od wartości średnich z wielolecia, co wynika z wykonania pomiarów w trakcie już rozwijającej się niżówki hydrogeologicznej. Pomiary głębokości zwierciadła wody wykonane w okresie lipiec–wrzesień 2016 r. w punktach ujmujących poziom międzyglinowy wskazują na obniżenie się zwierciadła wody o 0,4–0,6 m w porównaniu do wartości średnich w dostępnych wieloleciach pomiarowych.

Monitoring stanu ilościowego w podglinowym poziomie wodonośnym jest prowadzony jedynie w jednym punkcie (II/1767/1), w którym obserwacje rozpoczęto w 2013 r. W trakcie kartowania hydrogeologicznego w III kw. 2016 r. (Filar i in., 2018) zwierciadło wody zarejestrowano o 0,6 m poniżej wartości średniej z wielolecia pomiarowego.

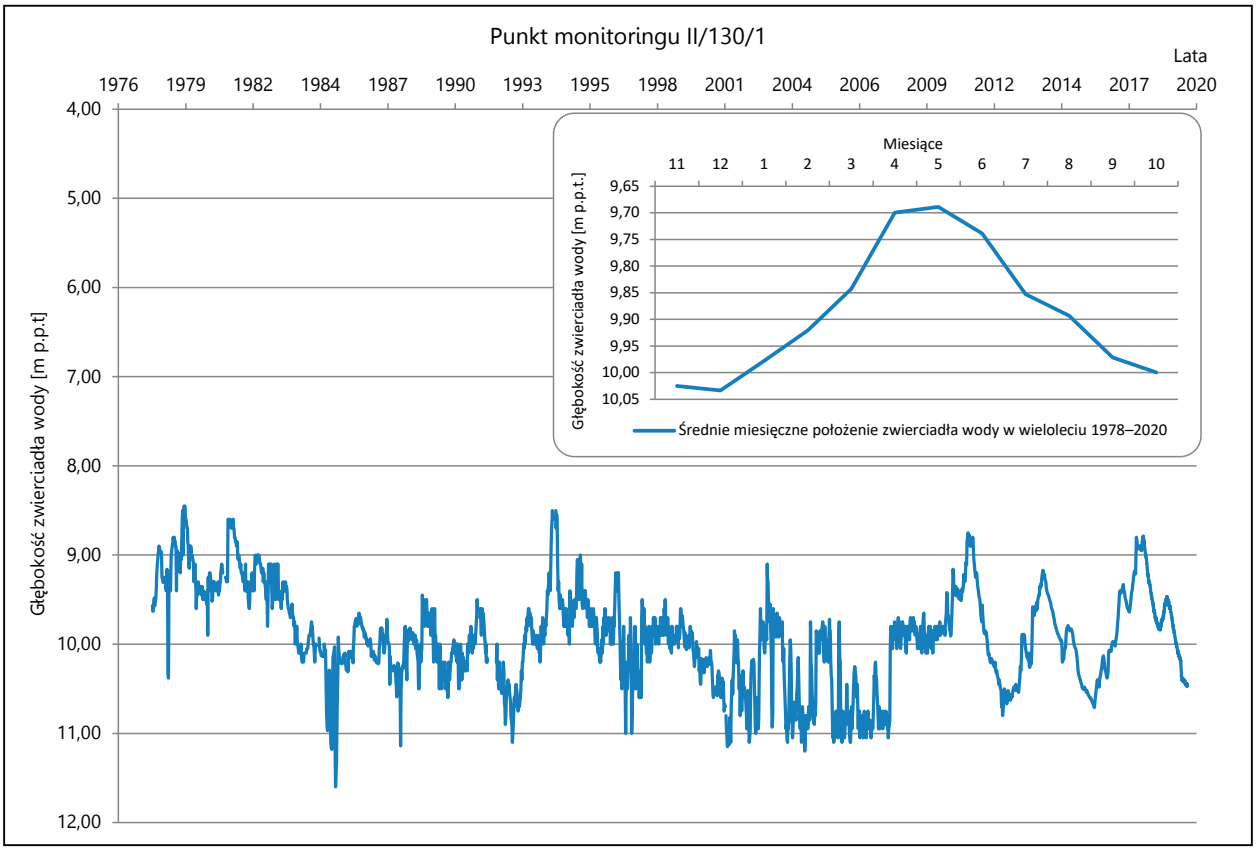
Analiza ciągów pomiarowych oraz wykresów wahań zwierciadła wód podziemnych wskazują na początek odbudowywania się stanów retencji w charakteryzowanych poziomach wodonośnych, zachodzący na przełomie wrzesień/październik 2016 r. W większości analizowanych punktów najniższe stany retencji odnotowano w okresie październik–listopad 2015 r. (Tab. 10).

Fot. 40. Punkt krajowego monitoringu wód podziemnych Gugny II/1818/1 (gm. Trzcianne) (fot. J. Kochanowski)

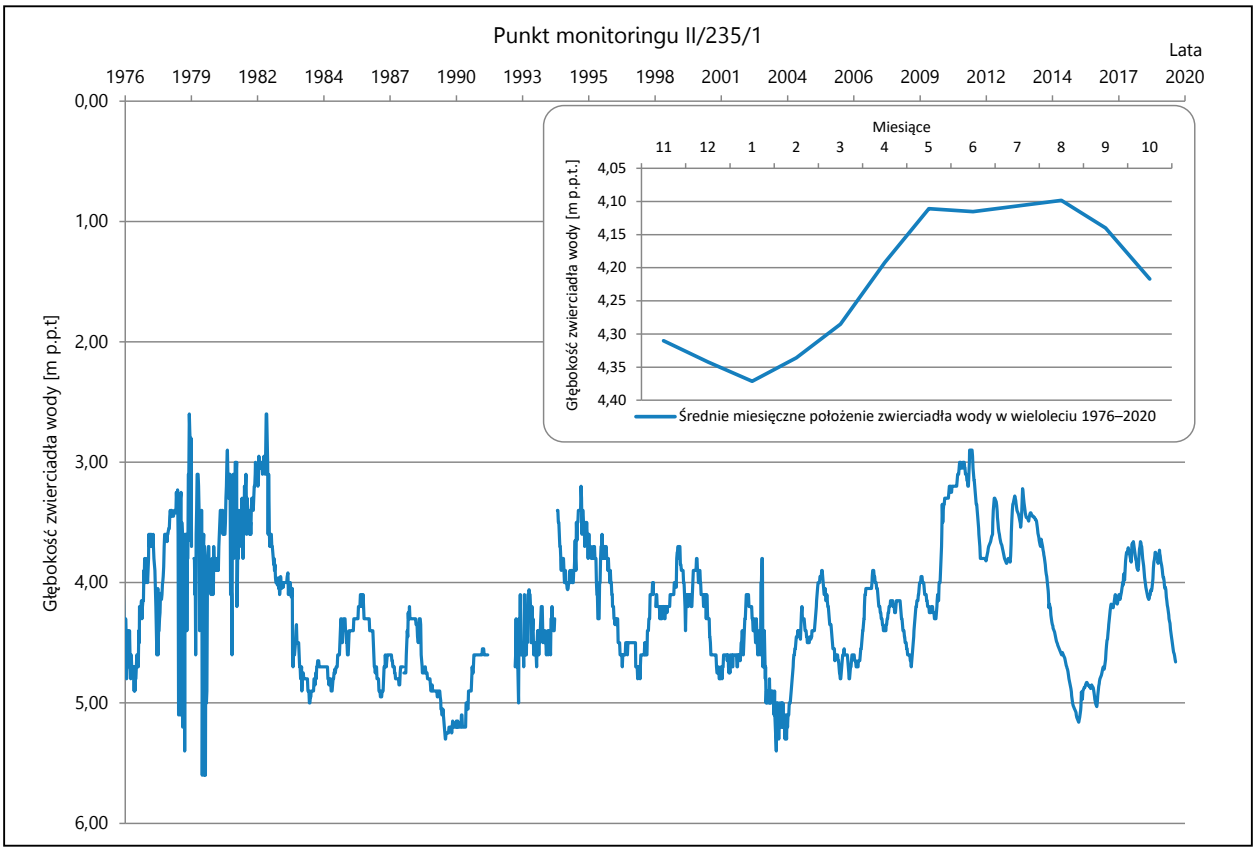
Tabela 10

Zestawienie statystyczne położenia zwierciadła wody w punktach monitoringu krajowego wód podziemnych (SOBWP) (źródło: PIG-PIB)

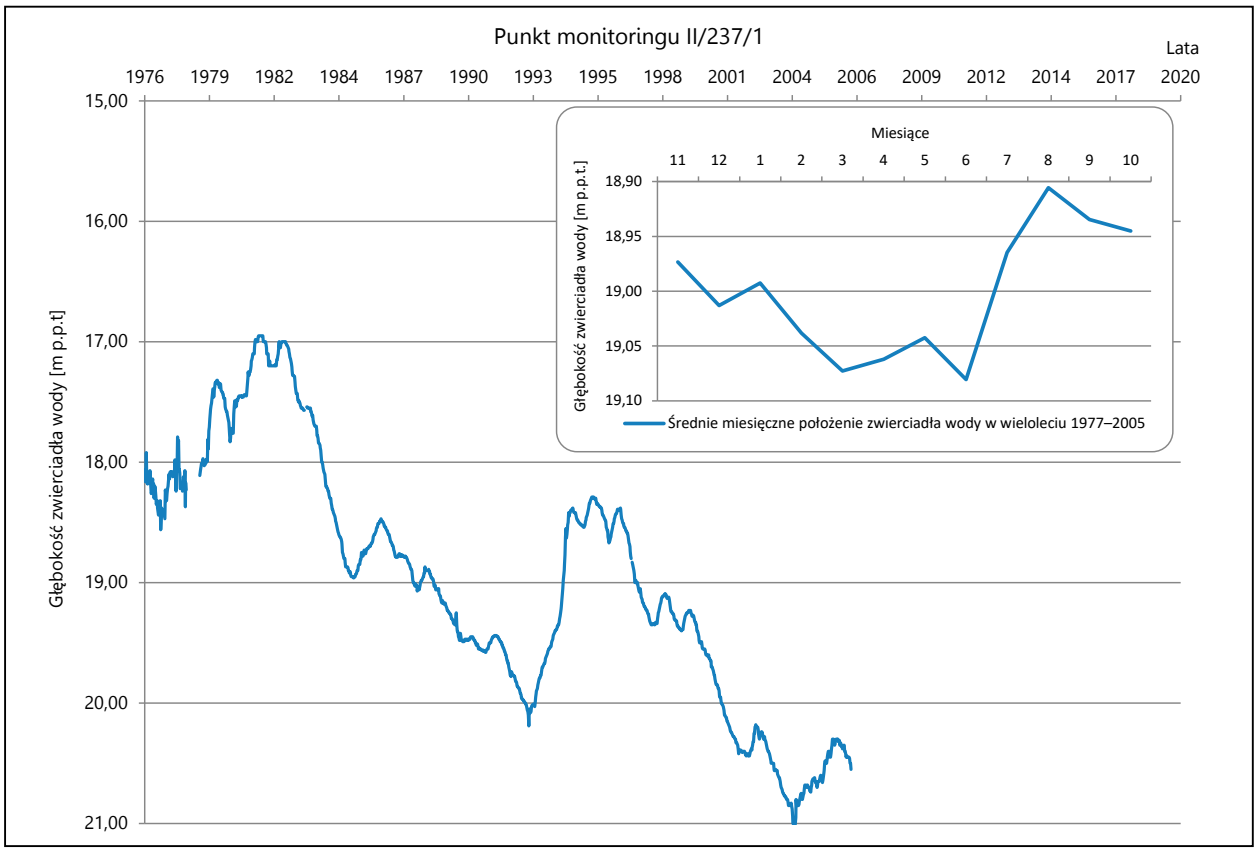
Poziom wodonośny	poziom przypowierzchniowy									poziom międzyglinowy			poziom podglinowy
Nr punktu SOH	II/235/1	II/237/1	II/1444/1	II/1445/1	II/1451/1	II/1452/1	II/1818/1	II/1818/2	II/1866/1	II/130/1	II/322/1	II/323/1	II/1767/1
Okres obserwacji	1976–teraz	1976–2006	2006–teraz	2006–teraz	2006–teraz	2006–teraz	2014–teraz	2014–teraz	2015–teraz	1978–teraz	1978–teraz	1978–teraz	2013–teraz
Średnia arytmetyczna [m p.p.t.]	4,22	19,00	8,58	12,96	3,74	15,24	1,98	2,07	2,74	9,89	12,00	10,87	12,84
Mediana [m p.p.t.]	4,30	19,03	8,60	12,92	3,67	15,24	2,01	2,11	2,75	9,87	12,00	10,93	13,01
Odchylenie standardowe	0,54	1,03	0,17	0,25	0,37	0,11	0,27	0,30	0,28	0,42	0,37	0,29	0,42
Maksimum [m p.p.t.]	2,60	16,95	8,06	12,41	2,35	14,90	1,46	1,39	2,15	8,45	10,90	9,80	11,18
Rok wystąpienia maksimum	1979, 1982	1981	2018	2011	2011	2018	2018	2018	2018	1979	1981, 1982	2017, 2018	2013
Minimum [m p.p.t.]	5,60	21,02	9,05	13,48	4,36	15,66	2,62	2,68	3,25	11,60	13,60	11,50	13,31
Rok wystąpienia minimum	1979	204	2015	2015	2015	2006	2015	2015	2015	1985	1983	2009	2018
Amplituda [m]	3,00	4,07	0,99	1,07	2,01	0,76	2,01	1,12	0,91	3,15	2,70	1,60	2,13
Pomiar zgodny z kartowaniem hydrogeologicznym 07–09.2016 r. [m p.p.t.]	4,85–4,97	–	8,80–8,92	13,25–13,30	3,98–4,17	–	2,07–2,49	2,17–2,52	2,55–2,72	9,95–10,48	12,33–12,54	11,14–11,25	13,06–13,25
Maksimum w 2016 r. [m p.p.t.]	4,78	–	8,60	13,25	3,50	15,01	1,64	1,70	2,52	9,85	12,30	11,02	11,59
Minimum w 2016 r. [m p.p.t.]	5,16	–	9,00	13,45	4,23	15,51	2,49	2,56	3,08	10,71	12,60	11,43	13,27
Amplituda 2016 r. [m]	0,38	–	0,40	0,20	0,73	0,50	0,85	0,86	0,56	0,86	0,30	0,41	1,68
Średnia arytmetyczna 2016 r. [m p.p.t.]	4,93	–	8,79	13,33	3,85	15,20	1,96	2,07	2,80	10,11	12,44	11,18	12,84
Pomiar zgodny z kartowaniem hydrogeologicznym 09.2017 r. [m p.p.t.]	4,10–4,16	–	8,54–8,58	12,82–12,84	3,20–3,57	15,20–15,22	1,79–2,08	1,92–2,18	2,55–2,68	9,57–9,64	11,95–12,04	10,70,–10,78	12,67–12,94
Maksimum w 2017r. [m p.p.t.]	4,00	–	8,20	12,70	2,60	15,02	1,55	1,52	2,28	9,11	11,79	10,20	11,65
Minimum w 2017 r. [m p.p.t.]	4,77	–	8,65	13,30	3,68	15,26	2,08	2,20	2,73	10,04	12,51	11,02	13,02
Amplituda 2017 r. [m]	0,77	–	0,45	0,60	1,08	0,24	0,53	0,68	0,45	0,93	0,72	0,82	1,37
Średnia arytmetyczna 2017 r. [m p.p.t.]	4,31	–	8,40	12,94	3,31	15,19	1,74	1,82	2,53	9,49	12,06	10,72	12,55



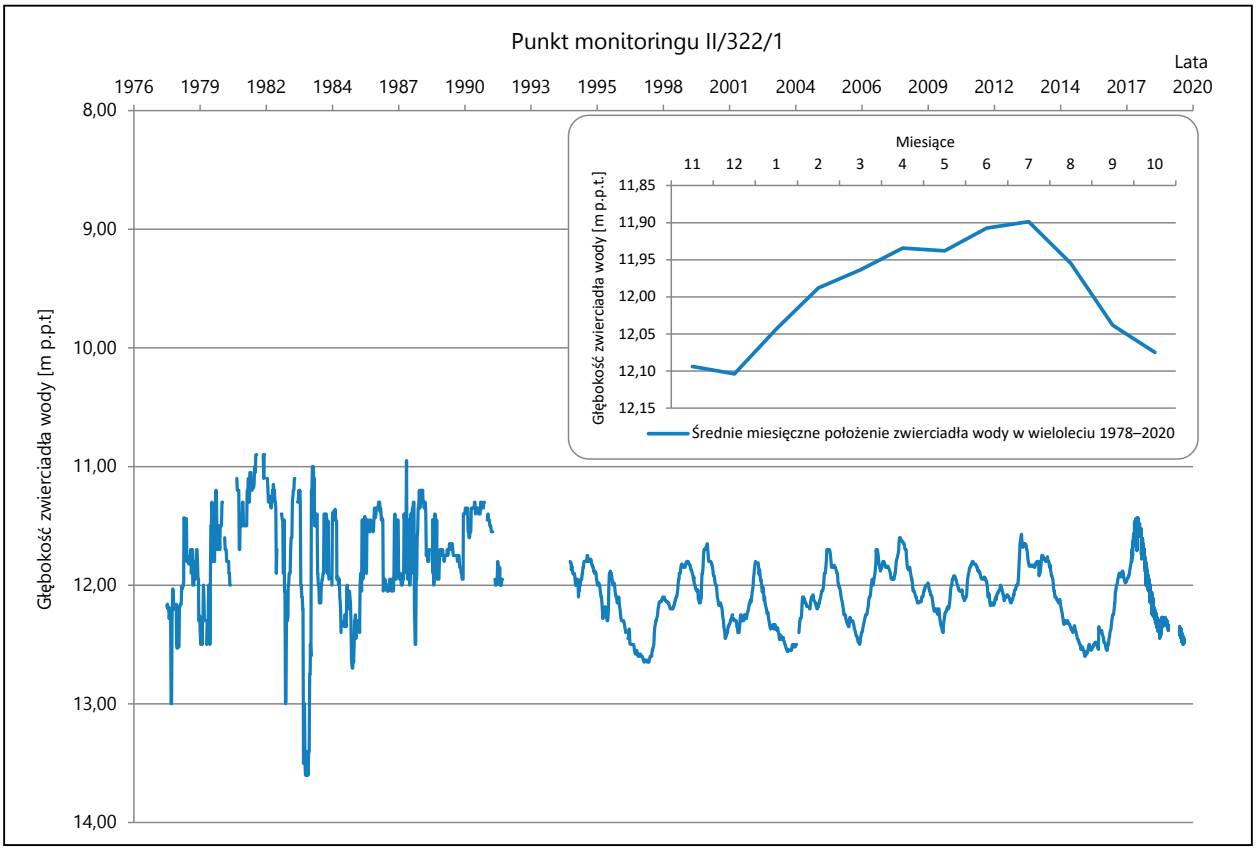
Ryc. 72. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/130/1



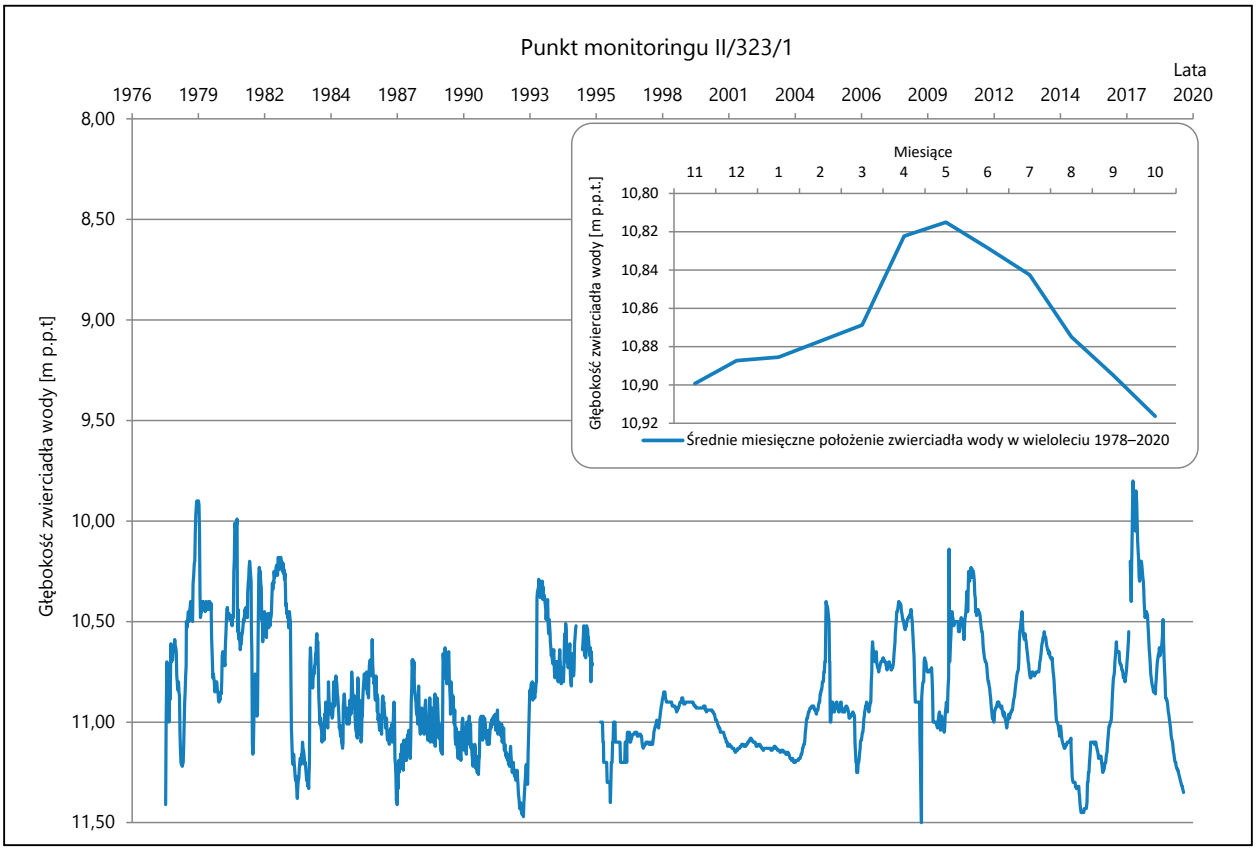
Ryc. 73. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/235/1



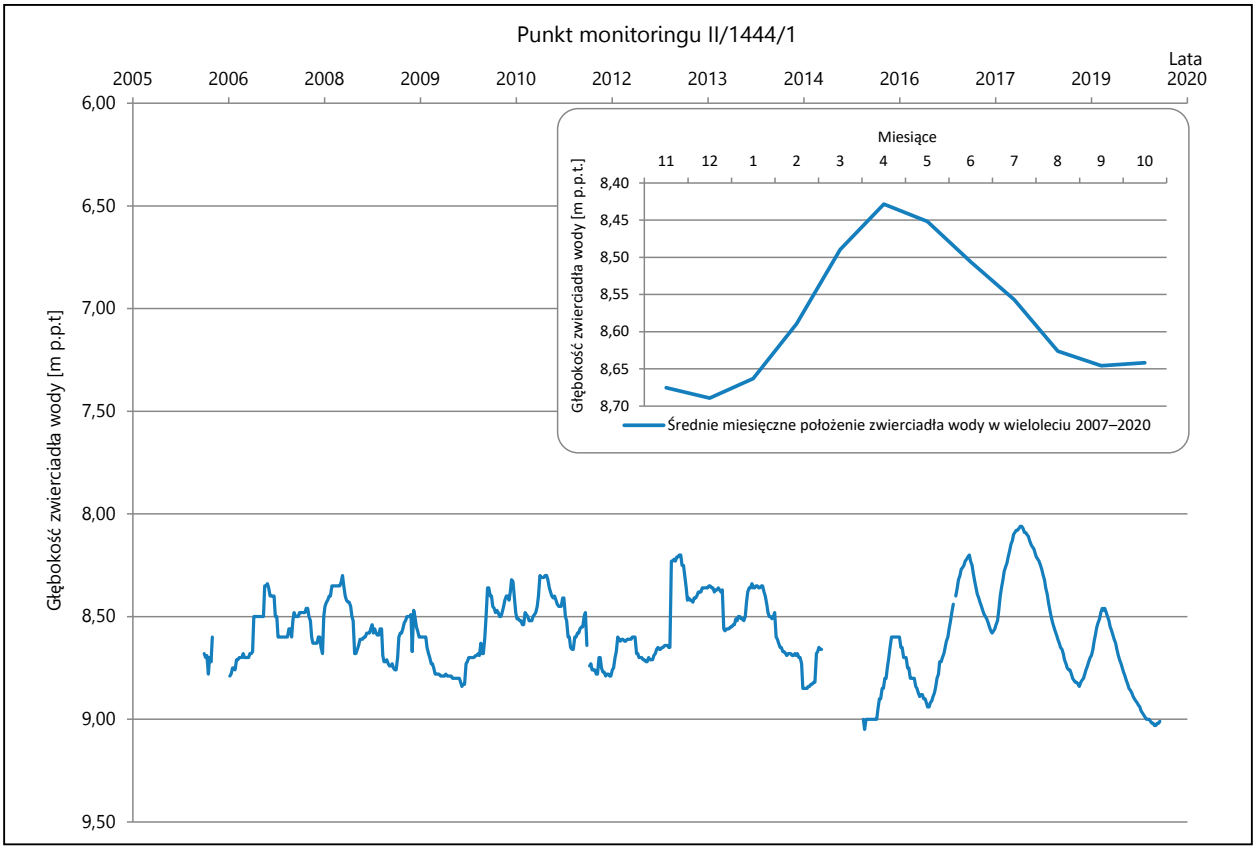
Ryc. 74. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/237/1



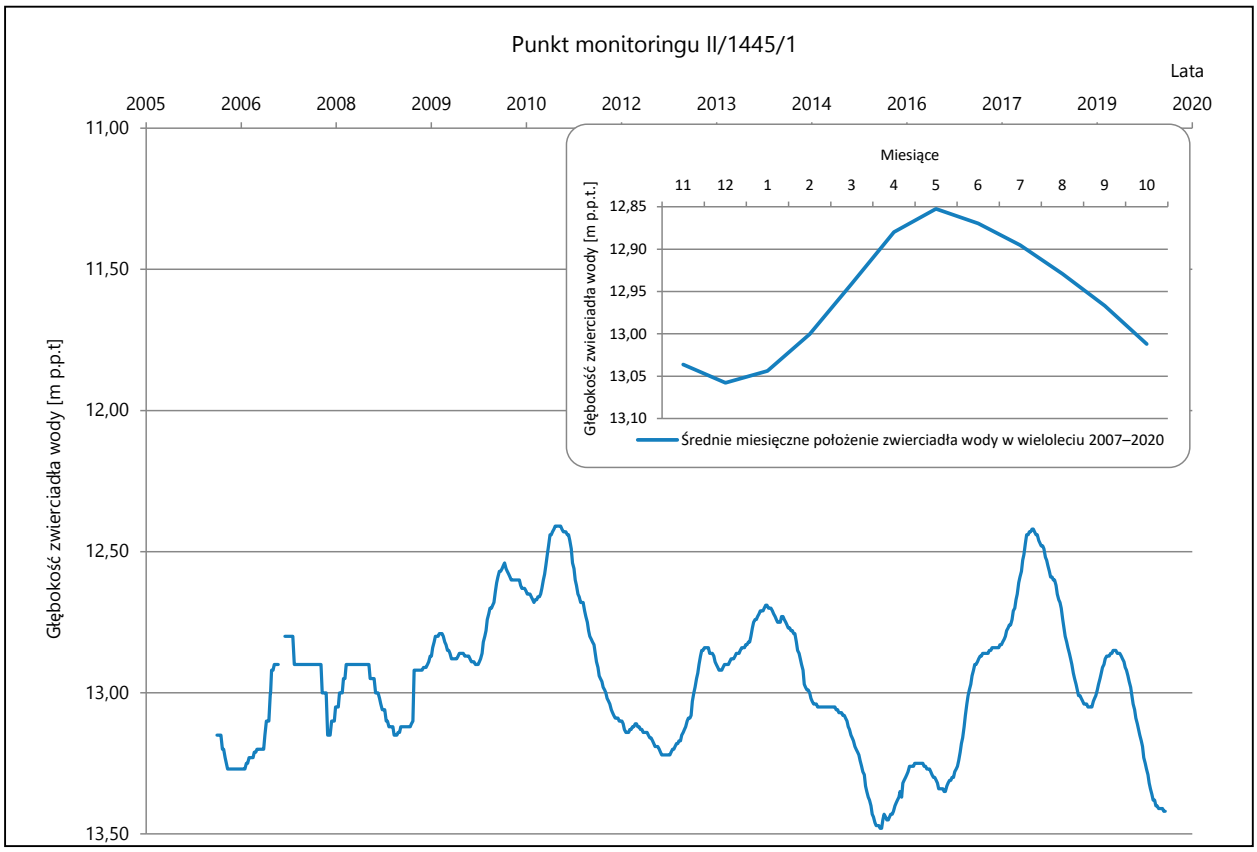
Ryc. 75. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/322/1



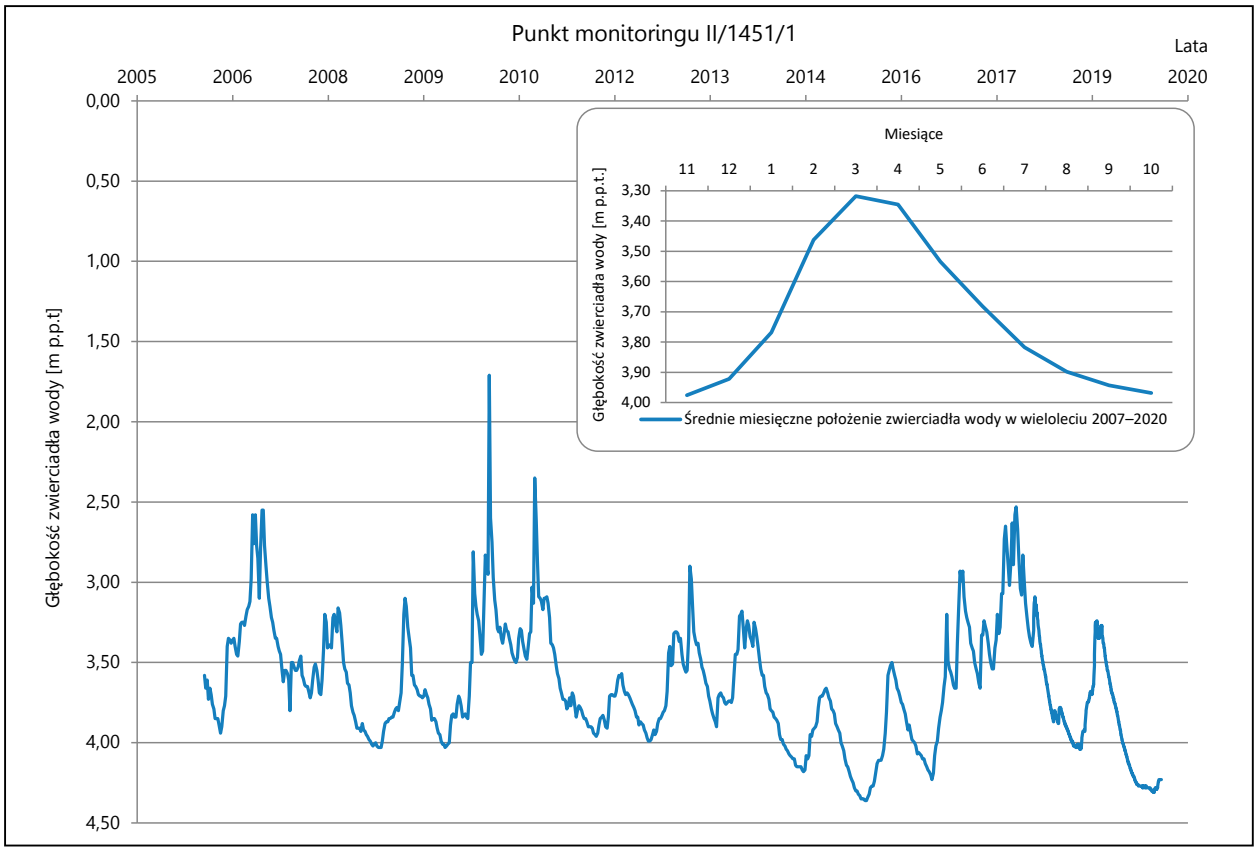
Ryc. 76. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/323/1



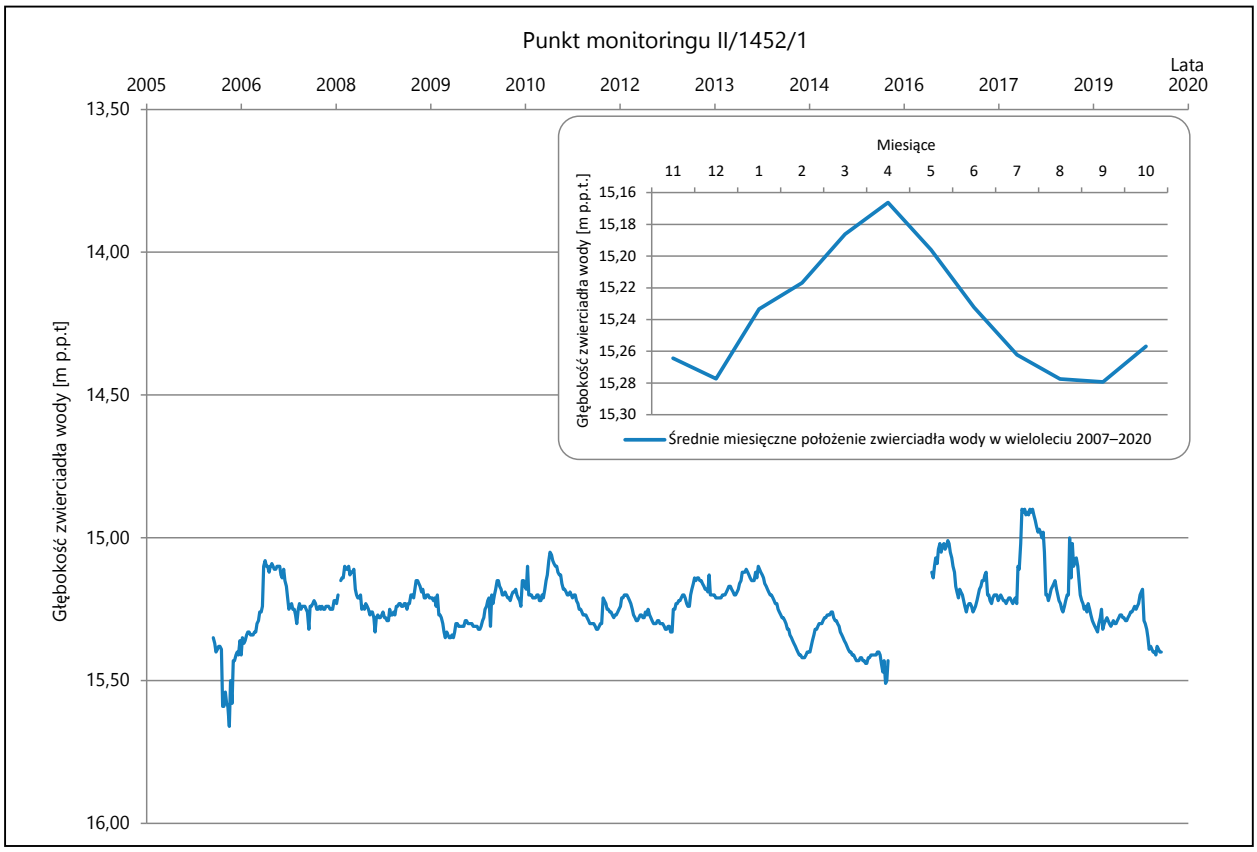
Ryc. 77. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/1444/1



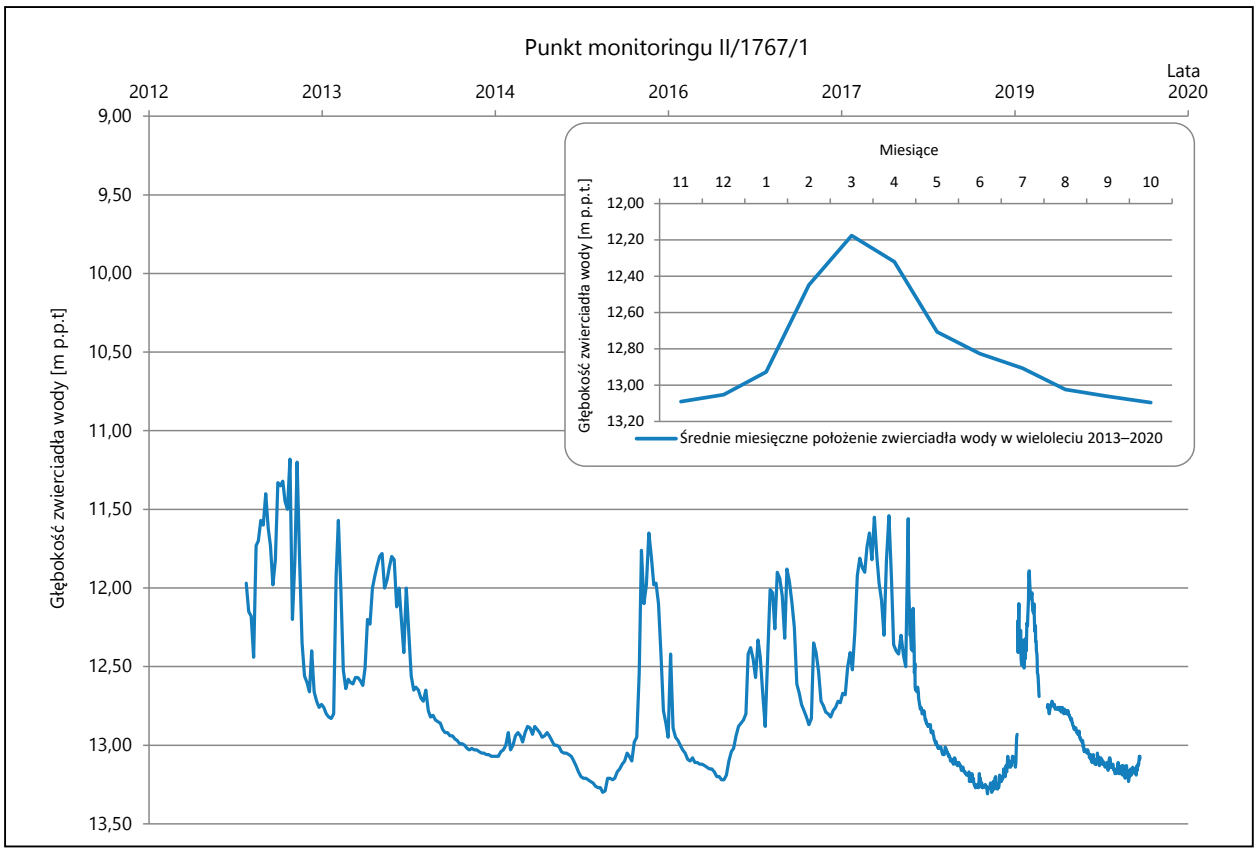
Ryc. 78. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/1445/1



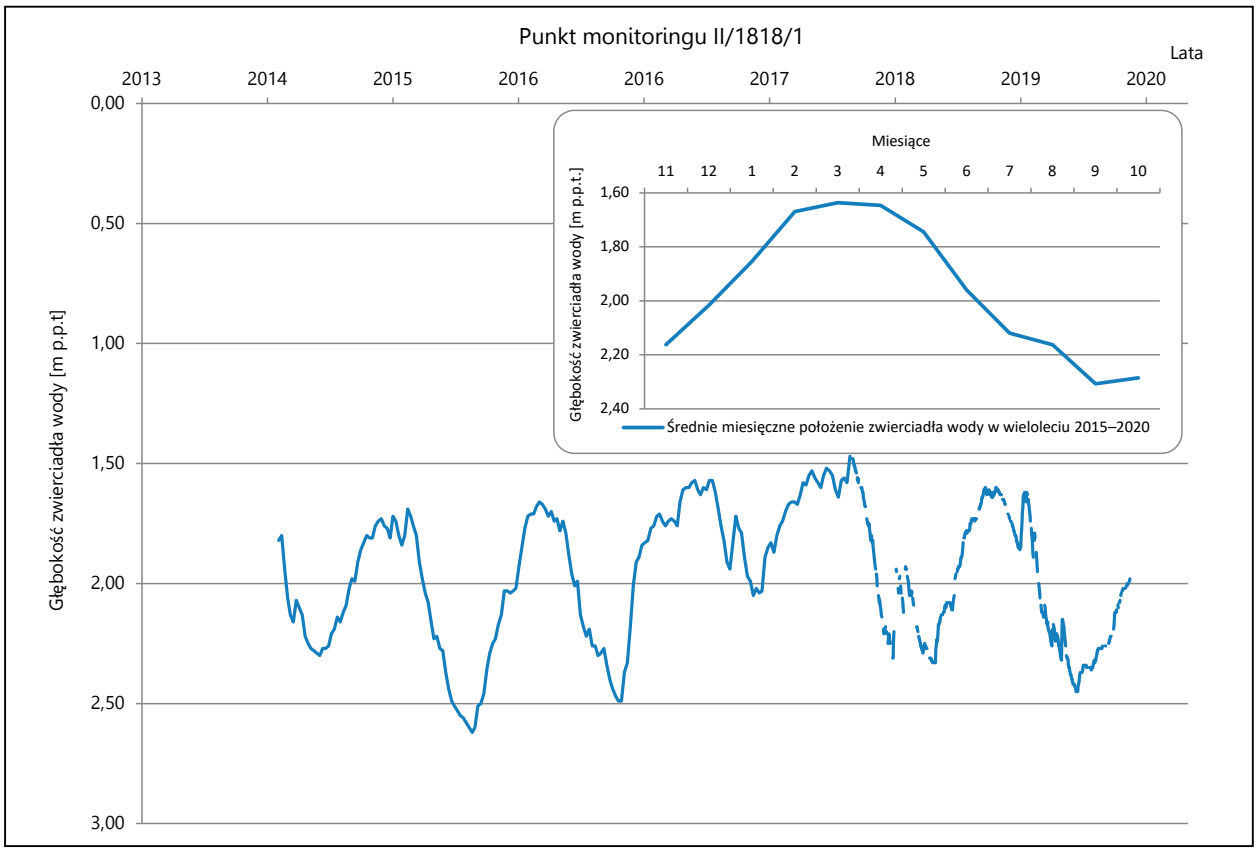
Ryc. 79. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/1451/1



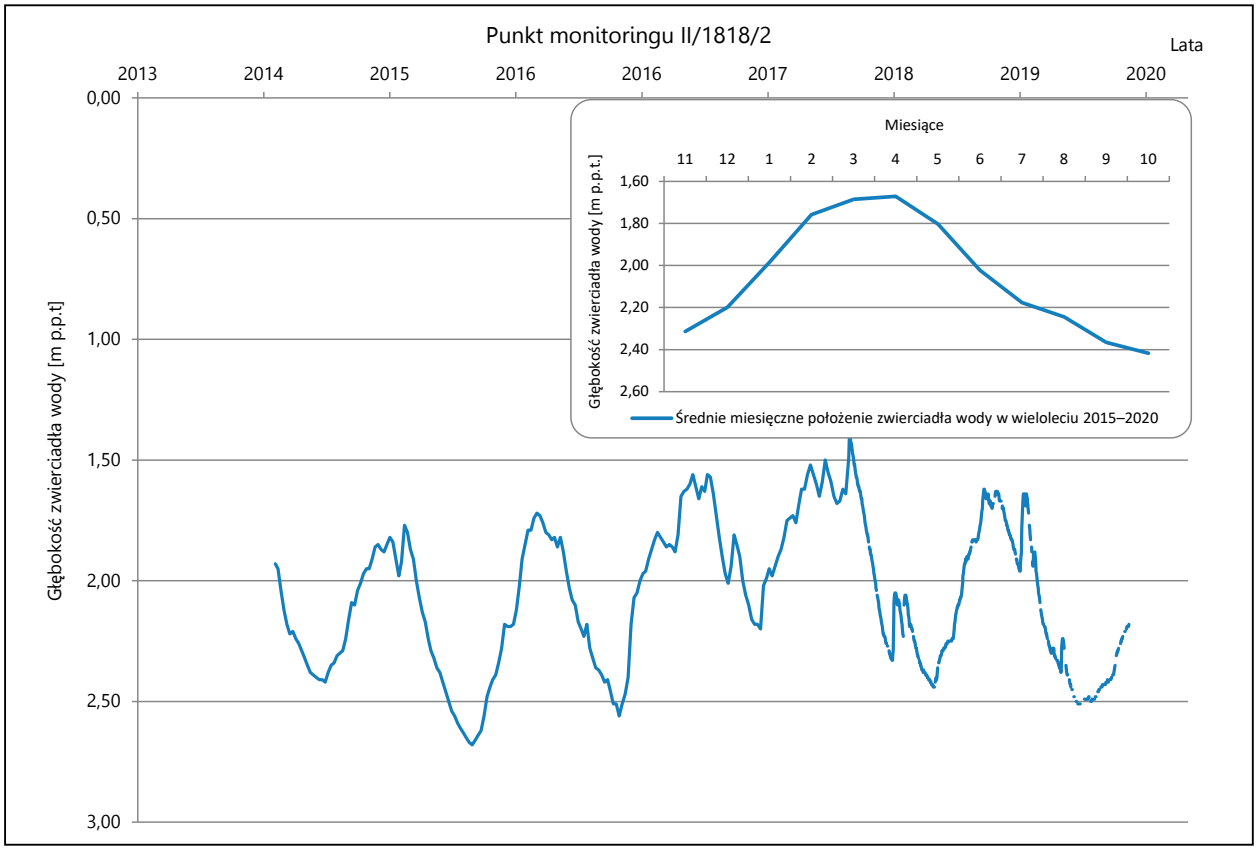
Ryc. 80. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/1452/1



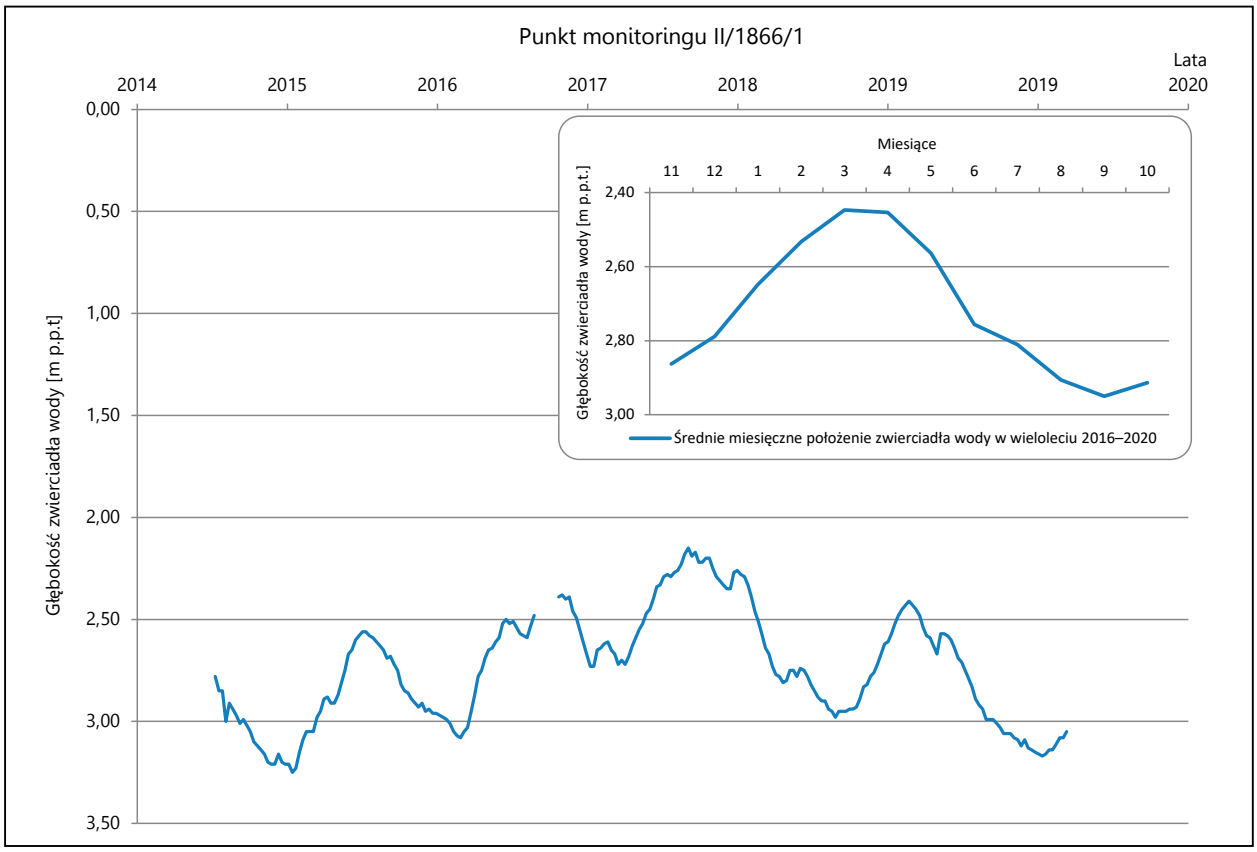
Ryc. 81. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/1767/1



Ryc. 82. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/1818/1



Ryc. 83. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/1818/2



Ryc. 84. Zmiany położenia zwierciadła wody w punkcie Monitoringu Wód Podziemnych SOBWP II/1866/1

Uwaga: Informacje o punktach badawczych Sieci Obserwacyjno-Badawczej Wód Podziemnych oraz wyniki monitoringu są publikowane i udostępniane na stronie internetowej PIG-PIB w Kwartalnych Biuletynach Informacyjnych Wód Podziemnych i Rocznikach Hydrogeologicznych.

Monitoring badawczy obszarów przygranicznych

Badania monitoringowe w strefach przygranicznych kraju stanowią ważny element współpracy międzynarodowej Państwa. Ich organizacja wynika z realizacji zapisów umów międzynarodowych oraz uzgodnień z narad grup roboczych międzynarodowych komisji do spraw współpracy na wodach granicznych. Działania koncentrują się na rozwiązywaniu doraźnych problemów związanych z ochroną ilości i jakości wód podziemnych. To również wymiana informacji na temat warunków występowania wód podziemnych, wielkości i struktury ich poboru, danych na temat ognisk zanieczyszczeń, a także wszelkich działań prowadzonych w poszczególnych odcinkach przygranicznych (Kazimierski i in., 2009, 2011; Nałęcz i in., 2011).

W strefie przygranicznej Polski z Republiką Białoruską funkcję sieci monitoringu granicznego pełnią punkty krajowego monitoringu wód podziemnych PIG-PIB. Badania i obserwacje monitoringowe w strefie przygranicznej w zasięgu omawianego obszaru są prowadzone w dwóch punktach II rzędu Sieci Obserwacyjno-Badawczej Wód Podziemnych II/1445/1 – Lipsk i II/130/1 – Sieruciowce (Działalność, 2018).

Wschodnia część zlewni Biebrzy znajduje się w strefie stwierdzonych przepływów transgranicznych wód podziemnych. Wzdłuż granicy Polski z Białorusią wyznaczono strefy, które mogą być szczególnie narażone na negatywne transgraniczne oddziaływania antropogeniczne. W rezultacie prac przeprowadzonych przez PIG-PIB wyodrębniono transgraniczne subczęści JCWPd, w których zachodzi bezpośredni przepływ transgraniczny w obrębie pierwszego poziomu wodonośnego.

Monitoring OSN

Na obszarze zlewni Biebrzy (badania prowadzone w latach 2010–2012) nie wyznaczono obszarów szczególnie narażonych na zanieczyszczenia związkami azotu pochodzenia rolniczego (tzw. OSN). W związku z uznaniem całego obszaru Polski za zagrożony eutrofizacją, spowodowaną zanieczyszczeniami pochodzenia komunalnego, jej ocenę wykonano dla wszystkich monitorowanych jednolitych części wód.

WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNE I JAKOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH

Charakterystykę właściwości fizyczno-chemicznych i jakości wód podziemnych obszaru zlewni Biebrzy sporządzono na podstawie wyników analiz laboratoryjnych wód podziemnych wykonanych w ramach prac nad dokumentacją hydrogeologiczną ustalającą zasoby dyspozycyjne wód podziemnych (Filar i in., 2018), danych z punktów monitoringowych sieci obserwacyjno-badawczej stanu chemicznego wód podziemnych Państwowej Służby Hydrogeologicznej (baza Monitoring wód podziemnych), analiz archiwalnych, wykonanych i zebranych w ramach opracowania arkuszy Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (MHP-GUPW, MHP – pierwszy poziom wodonośny – wrażliwość na zanieczyszczenie i jakość wód (MHP PPW-WJ) (baza MHP), dokumentacji hydrogeologicznej głównego zbiornika wód podziemnych nr 217 (Kapuściński i in., 2011) oraz informacji od użytkowników ujęć (Tab. 11).

Łącznie zebrano 2325 analiz fizyczno-chemicznych wód podziemnych ze wszystkich poziomów wodonośnych w obrębie obszaru badań wykonanych dla zlewni Biebrzy. Zgromadzone wyniki analiz wody pochodzą z lat 1961–2017. W populacji znajdują się 2033 analizy wód ze studni wierconych oraz 292 analizy wód ze studni kopanych, źródeł, sond penetracyjnych i innych punktów dokumentacyjnych. Pokrycie terenu studniami wierconymi jest stosunkowo równomierne, jednak istnieje naturalne skupienie otworów w rejonach większych miejscowości tj. Ełk, Augustów, Suwałki i Osowiec. Natomiast rozpoznanie przypowierzchniowych poziomów wodonośnych punktami dokumentacyjnymi o niewielkiej głębokości (studnie kopane i sondy penetracyjne) oraz źródłami koncentruje się w granicach wykonanych arkuszy MHP PPW-WJ.

W związku ze znaczną rozpiętością czasową (1961–2017) oraz różnym pochodzeniem danych, zebrane analizy charakteryzują się zmiennym zakresem oznaczonych parametrów fizyczno-chemicznych wód oraz metodami oznaczenia. Niejednokrotnie są to analizy wskaźnikowe, w których oznaczono pojedyncze cechy i składniki wód. Interpretacją objęto również materiały PIG-PIB, w których zamieszczono wyniki rozszerzonych analiz chemicznych wykonanych na potrzeby Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 oraz monitoringu krajowego wód podziemnych.

KRYTERIA ELIMINACJI ANALIZ Z POPULACJI DANYCH

Pośród zestawionych analiz wód podziemnych ze wszystkich poziomów wodonośnych przeprowadzono selekcję mającą na celu uzyskanie wiarygodnego przestrzennie opisu chemizmu i jakości wód. W tym celu w podanej niżej charakterystyce wód podziemnych omawianego obszaru, kierowano się następującymi zasadami:

- dla otworów mających więcej niż jedną analizę uwzględniano analizę, której wiarygodność uznano za najwyższą;
- dla obszarów sandrowych i doliny Biebrzy dla pierwszej warstwy wodonośnej odrzucono analizy starsze niż 25 lat (wodonośce te są drenowane przez regionalną bazę drenażu – Biebrzę, co powoduje, że czas przebywania wody w systemie jest krótszy niż 25 lat);
- odrzucono analizy, w których zidentyfikowano (testem Graffa) występowanie anomalnie wysokich/niskich wartości poszczególnych parametrów fizyczno-chemicznych.

Po selekcji danych uzyskano zbiór 1235 wyników analiz, które wykorzystano w opisie chemizmu i jakości wód. Ciągi analiz z punktów monitoringu PIG-PIB (z okresu 1991–2017) wykorzystano do opisu trendów zmian chemizmu w czasie.

WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNE I JAKOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH

Wody podziemne użytkowego piętra czwartorzędowego na obszarze zlewni Biebrzy są wodami słodkimi o mineralizacji poniżej 1000 mg/dm³ (wody zwykłe) o zróżnicowanym

Tabela 11

Liczba analiz z poszczególnych źródeł informacji

Materiały źródłowe	Rozpiętość czasowa	Łączna liczba analiz	W tym:	
			Studnie wiercone	Studnie kopane, źródła i inne
MHP GUPW	1961–2004	1560	1547	13
MHP PPW-WJ	1965–2012	296	17	279
Monitoring wód podziemnych	1991–2017	304	304	–
Dokumentacja GZWP nr 217 (Kapuściński i in., 2011)	2000–2004	76	76	–
Dane od użytkowników ujęć	2002–2017	29	29	–
Dokumentacja hydrogeologiczna dla zlewni Biebrzy (Filar i in., 2018)	2017	60	60	–
Łącznie	**–**	**2325**	**2033**	**292**

typie hydrochemicznym zarówno w rozkładzie pionowym, jak i poziomym. Mają na to wpływ zróżnicowane strukturalne warunki występowania poszczególnych poziomów oraz sposób ich zasilania i krążenia wód. Według klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego, wody podziemne poziomów czwartorzędowych należą najczęściej do wód dwujonowych wodorowęglanowo-wapniowych (HCO_3-Ca) oraz trzyjonowych wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowych (HCO_3-SO_4-Ca) i wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowych (HCO_3-Ca-Mg). W odosobnionych przypadkach są to wody trzyjonowe innych typów lub wody czterojonowe, w których składzie dominują jony wodorowęglanowe, siarczanowe, wapniowe i magnezowe. Zróżnicowanie wielkości mineralizacji ogólnej i składu jonowego występujące w obrębie jednego poziomu wodonośnego jest w dominującym stopniu uwarunkowane czynnikami wewnętrznymi związanymi z systemem krążenia, a presje antropogeniczne występują lokalnie. Szczególnie narażone na potencjalne zanieczyszczenie są poziomy wodonośne doliny Biebrzy i poziomy sandrowe (głównie obszar sandrów Ełckiego i Augustowskiego).

Podstawę oceny jakości wód podziemnych stanowiły dopuszczalne wartości poszczególnych cech fizycznych i składników chemicznych podane w rozporządzeniu Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny jednolitych części wód podziemnych. Rozporządzenie wprowadza wartości graniczne dla pięciu klas jakości wód podziemnych, przy czym klasy jakości od I do III stanowią wody o dobrym stanie chemicznym, natomiast wody klas IV i V to wody o słabym stanie chemicznym. Wartościami progowymi elementów fizyczno-chemicznych dla dobrego stanu chemicznego są wartości graniczne tych elementów określone dla III klasy jakości wód podziemnych. Wody podziemne piętra czwartorzędowego zazwyczaj odpowiadają II i III klasie jakości określonej według ww. Rozporządzenia.

Badane wody analizowane w zakresie wymogów rozporządzenia Ministra Zdrowia z dnia 7 grudnia 2017 r. w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi odbiegają od wymagań sanitarnych ze względu na powszechnie występującą podwyższoną zawartość żelaza i manganu oraz lokalnie jonu amonowego – wody wymagają w tym zakresie uzdatniania. Poza wymienionymi związkami przekroczenia innych składników są incydentalne.

Ze względu na dużą zmienność warunków hydrogeologicznych piętra wodonośnego czwartorzędu na badanym obszarze, skład chemiczny i jakość wód w utworach czwartorzędowych przedstawiono z podziałem na:

- poziom przypowierzchniowy (pierwszy poziom wodonośny, tożsamy z systematyką przyjętą na potrzeby realizacji map MHP PPW-WJ),
- poziom międzyglinowy górny,
- poziom międzyglinowy dolny,
- poziom podglinowy.

Dla pierwszego poziomu wodonośnego dodatkowo zastosowano podział odnoszący się do głównych jednostek geologiczno-morfologicznych w zlewni Biebrzy: doliny Biebrzy, obszarów sandrowych oraz wysoczyzn polodowcowych. Dla charakterystyki chemizmu i jakości wód w utworach czwartorzędowych, wyodrębnienie to ma na celu osobne zobrazowanie składu i jakości dla warstwy położonej najpłycej i pozbawionej izolacji, która jest najbardziej narażona na zanieczyszczenia pochodzenia antropogenicznego. Pozostałe, głębsze poziomy wodonośne (międzyglinowy górny i dolny oraz podglinowy połączony z poziomem neogeńskim i paleogeńskim) omówiono bez nawiązania do jednostek geomorfologicznych.

POZIOM PRZYPOWIERZCHNIOWY – DOLINA BIEBRZY

Do charakterystyki właściwości fizyczno-chemicznych i jakości wód poziomu przypowierzchniowego w dolinie Biebrzy wykorzystano wyniki 87 analiz. Głębokość stropu poziomu wodonośnego wynosi najczęściej do 5 m p.p.t.

Wskaźniki fizyczno-chemiczne

Pierwszy poziom wodonośny w dolinie Biebrzy charakteryzuje się występowaniem wód dwu-, trzy-, i czterojonowych. Według klasyfikacji hydrochemicznej Szczukariewa-Prikłońskiego są to wody typu wodorowęglanowo-wapniowego (HCO_3-Ca), wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego (HCO_3-Ca-Mg), wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowego (HCO_3-SO_4-Ca) oraz wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-magnezowego (HCO_3-SO_4-Ca-Mg). Na występujące typy wód niewątpliwie wpływ mają głównie czynniki naturalne (Ryc. 85).

Wody tego poziomu należą do wód słodkich o przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) mieszczącej się w przedziale 111,0–2176,0 µS/cm. Odczyn wód zawiera się między 6,6 a 8,8, co kwalifikuje je do wód od słabo kwaśnych po słabo zasadowe. Wartość średnia pH wynosi 7,5.

Dominującymi jonami są wodorowęglany, występujące w stężeniu 113,0–866,5 mg/dm³, siarczany (0,0–243,9 mg/dm³), wapń (38,3–190,4 mg/dm³) i magnez (4,3–45,6 mg/dm³). Podwyższone stężenia siarczanów (ponad 60 mg/dm³) pojawiają się jedynie w rejonie Dębowa, Jagłowa, Zabieli Szyman, Kolonii Budne, Wólki Piasecznej, Klewianki, Siestrzenki, Brzostowa, Brzezin i Krosny. Wysokie stężenie magnezu (ponad 30 mg/dm³) w wodach podziemnych występuje w rejonie Dębowa oraz Cisowa. W Zabielach i Dębowie występują wysokie stężenia sodu (ponad 45,4 mg/dm³) i potasu (Dębowo – 125,9 mg/dm³). Zawartość chlorków waha się od 0,5 do 196,1 mg/dm³. Podwyższone wartości odnotowano w miejscowościach: Zabiele, Dębowo, Kolonia Budne, Wólka Piaseczna, Siestrzanki, Brzostowo i Krosny. We wszystkich przypadkach są to obszary rolnicze bez uregulowanej gospodarki wodno-ściekowej oraz bez zwartej zabudowy. Podwyższone stężenie należy zatem traktować jako lokalne zanieczyszczenia pochodzące od pojedynczych gospodarstw.

Zawartość azotanów w wodach omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 40,50 mg/dm³. Analiza położenia punk-

tów o wysokich stężeniach azotanów wskazuje na te same obiekty, które wymieniono powyżej, znajdujące się w miejscowościach: Kulesze, Dębowo, Zabiele i Krosny. Pozostałe punkty (Białogrądy, Giełczyn, Brzeziny, Szafranki, Żuki, Szorce i Łoś Toczyłowo) są zlokalizowane głównie na obszarach pojedynczych gospodarstw.

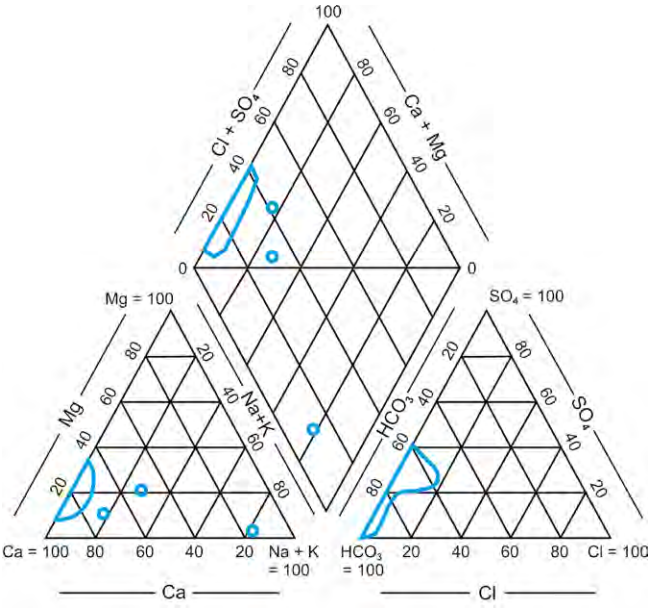
Zawartość azotynów w badanych wodach wynosi od 0,00 do 3,53 mg/dm³, w 58,5% analiz ich stężenie nie przekracza 0,03 mg/dm³. Stężenie azotynów (ponad 0,5 mg/dm³) zidentyfikowano tylko w dwóch punktach pomiarowych – Grzędy i Białogrądy.

Zawartość jonu amonowego dla omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 13,60 mg/dm³. Wysokie stężenie (ponad 1,0 mg/dm³) zidentyfikowano tylko w 4 punktach pomiarowych – w studni kopanej w Sośnej (13,6 mg/dm³) oraz pojedynczych studniach wierconych.

Zawartość jonów żelaza wynosi najczęściej poniżej 0,2 mg/dm³, jedynie w 8 analizach stwierdzono wartość przekraczającą 0,2 mg/dm³. Najwyższe stężenie żelaza zanotowano w miejscowościach: Łoje-Awissa (2,41 mg/dm³), Sosnowo (2,53 mg/dm³) i Zajki (6,95 mg/dm³). Są to rejony występowania miąższych obszarów torfów oraz dużej ilości rozporoszonej substancji organicznej zawartej w osadach facji powodziowej. Dolina Biebrzy jest obszarem występowania geogenicznego żelaza i manganu, co znajduje swoje odzwierciedlenie w relatywnie wyższych stężeniach tych pierwiastków w wodach podziemnych w stropowej części warstwy wodonośnej niż w sąsiednich rejonach.

Zawartość manganu waha się od 0,01 do 0,54 mg/dm³. Wartość 0,05 mg/dm³ została przekroczona w 78,9% analiz. Problemem w wyznaczeniu klasy jest dokładność analiz – 47,4% miało wartości poniżej granicy oznaczalności (0,2 mg/dm³). W rozkładzie przestrzennym nie widać jednak żadnej prawidłowości do występowania wyższych stężeń manganu w wodach podziemnych.

Lokalnie, stwierdzono podwyższone stężenia cynku: w Sosnowie (1,001 mg/dm³) i Kuleszach (2,062 mg/dm³). Studnia kopana w Sosnowie znajduje się na posesji nieposiadającej podłączenia do sieci kanalizacyjnej. Studnia w Kuleszach jest obiektem ponad 30-letnim i w niewielkim stopniu modernizowanym.



Ryc. 85. Skład chemiczny wód pierwszego poziomu wodonośnego w dolinie Biebrzy – diagram Pipera

Jakość wód

Wody charakteryzują się zazwyczaj dobrym stanem chemicznym i odpowiadają II i III klasie jakości określonej według Rozp. MGMiŻŚ dnia 11 października 2019 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny jednolitych części wód podziemnych (Dz. U. 2019, poz. 2148). Do klasy I zaliczono 2 analizy, do klasy II – 34, do klasy III – 42, do klasy IV – 4 i do klasy V – 5 analiz. Powodem do zakwalifikowania do klasy IV i V była podwyższona zawartość cynku, żelaza, fosforanów, potasu, wodorowęglanów, azotynów i jonu amonowego. Punkty opróbowania, w których występowały stężenia kwalifikujące do klasy IV lub V omówiono powyżej, przy opisie chemizmu wód.

Badane wody analizowane w zakresie wymogów Rozporządzenia Ministra Zdrowia z dnia 7 grudnia 2017 r. w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi odbiegają od wymagań sanitarnych ze względu na powszechnie występującą podwyższoną zawartość manganu oraz lokalnie żelaza i jonu amonowego. Wody wymagają w tym zakresie uzdatniania.

POZIOM PRZYPOWIERZCHNIOWY – OBSZARY SANDROWE

Do oceny stanu chemicznego i jakości wód wykorzystano wyniki 188 analiz. Średnia głębokość stropu poziomu sandrowego wodonośnego wynosi około 10 m p.p.t.

Wskaźniki fizyczno-chemiczne

Obszar sandrowy charakteryzuje się występowaniem wód dwu-, trzy- i czterojonowych. Według klasyfikacji hydrochemicznej Szczukariewa-Prikłońskiego są to wody typu wodorowęglanowo-wapniowego (HCO_3-Ca), wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego (HCO_3-Ca-Mg), wodorowęglanowo- siarczanowo-wapniowego (HCO_3-SO_4-Ca) oraz wodorowęglanowo-chlorkowo-wapniowo-magnezowego (HCO_3-Cl-Ca-Mg) (Ryc. 86).

Wody tego poziomu należą głównie do słodkich o przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) mieszczącej się w przedziale 192,0–1848,0 µS/cm. Przy czym wartość 1000 µS/cm została przekroczona tylko w większych aglomeracjach (Ełk i Augustów). Odczyn wód zawiera się między 6,6 a 8,3, co kwalifikuje je do wód od słabo kwaśnych po słabo zasadowe. Wartość średnia pH wynosi 7,5.

Dominującymi jonami są wodorowęglany, występujące w stężeniu od 155,0 mg/dm³ do 590,0 mg/dm³, siarczany

(0,0–237,0 mg/dm³), wapń (61,2–176,7 mg/dm³) i magnez (5,7–38,7 mg/dm³). Podwyższone stężenia siarczanów (ponad 60 mg/dm³) pojawiają się w rejonie Suwałk, Ełku, Przewięzi, Przebrodu, Gawrycha, Czerwonego Krzyża oraz Zofiówki i innych większych miejscowości. Wysokie stężenie magnezu (ponad 30 mg/dm³) w wodach podziemnych występuje w rejonie Zofiówki, Kownatki i Suchej Rzeczki. Podobnie w tym samym punkcie w Kownatkach występuje podwyższone stężenie sodu (32,8 mg/dm³). Zawartość chlorków waha się od 0,9 do 499,3 mg/dm³. Podwyższone stężenie chlorków odnotowano w miejscowościach Serski Las, Komosewo i Wroceń. We wszystkich przypadkach są to obszary rolnicze bez uregulowanej gospodarki wodno-ściekowej oraz bez zwartej zabudowy. Należy więc te stężenia traktować w kategorii zanieczyszczenia lokalnego.

Zawartość azotanów w wodach omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 141,00 mg/dm³. Podwyższone stężenie (ponad 10 mg/dm³) odnotowano głównie w studniach kopanych (26 obiektów), co wyraźnie wskazuje na lokalne podwyższenie stężenia związków azotu stropowej części warstwy wodonośnej. W studniach wierconych azotany pojawiają się w miejscowościach: Trzcianne, Wigry, Rajgród, Kamień, Augustów i Kownatki.

Zawartość azotynów w badanych wodach wynosi od 0,0 do 0,43 mg/dm^3, w 80,1% analiz ich stężenie nie przekracza 0,03 mg/dm^3. Maksymalne stężenia azotynów (0,43 mg/dm^3) zidentyfikowano tylko w Augustowie.

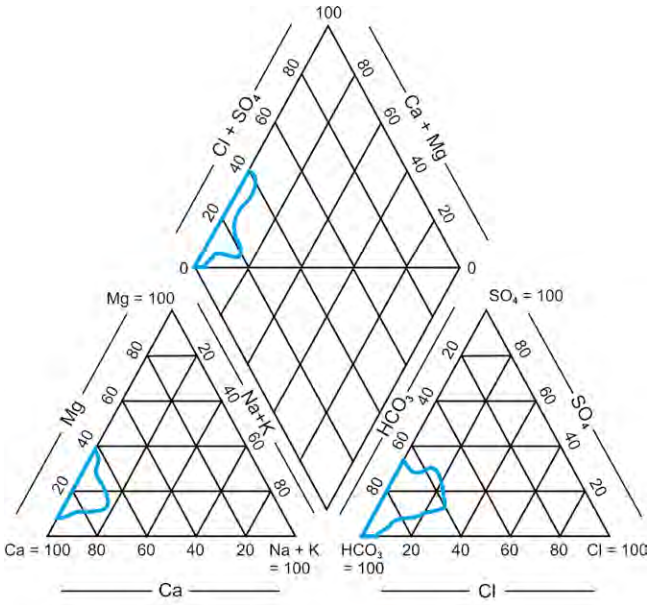
Zawartość jonu amonowego dla omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 4,00 mg/dm^3. W 11,9% analiz stężenie jonu amonowego przekracza 0,5 mg/dm^3. Wysokie stężenie (ponad 1,0 mg/dm^3) zidentyfikowano głównie w studniach wierconych w Ełku, Grajewie i Augustowie.

Ogólnie zawartość jonów żelaza wynosi poniżej 0,2 mg/dm^3, jedynie w 8 analizach stwierdzono wartość przekraczającą 0,2 mg/dm^3. Najwyższe stężenie żelaza zanotowano w miejscowościach Nowinka (1,73 mg/dm^3), Grajewo (1,43 mg/dm^3) i Dąbrowa Białostocka (1,90 mg/dm^3).

Zawartość manganu waha się od 0,001 do 0,700 mg/dm^3. Wartość 0,05 mg/dm^3 została przekroczona w 91,3% analiz. Problemem w wyznaczeniu klasy jest dokładność analiz – 82,7% miało wartości poniżej granicy oznaczalności (0,2 mg/dm^3). W rozkładzie przestrzennym nie widać jednak żadnej prawidłowości do występowania wyższych stężeń manganu w wodach podziemnych.

Jakość wód

Analiza jakości wód poziomu wodonośnego na obszarze sandrowym wykazała, że wody te charakteryzują się zazwyczaj dobrym stanem chemicznym i należą do II lub III klasy jakości. Do klasy I zaliczono 3 analizy, do klasy II – 43, do klasy III – 121, do klasy IV – 16 i do klasy V – 5 analiz. Powodem do zakwalifikowania wód do klasy IV i V była podwyższona zawartość azotanów, jonu amonowego, wodorowęglanów, arsenu, fosforanów, potasu, cynku i chlorków oraz temperatury (dla studni kopanych opróbowanych w okresie letnim). Punkty opróbowania, w których występowało stężenie kwalifikujące do klasy IV lub V omówiono powyżej, przy opisie chemizmu wód.



Ryc. 86. Skład chemiczny wód pierwszego poziomu wodonośnego w obszarach sandrowych – diagram Pipera

Badane wody pod kątem jej przydatności do spożycia przez ludzi (Rozporządzenie Ministra Zdrowia z 7 grudnia 2017 r.) odbiegają od wymagań sanitarnych ze względu na powszechnie występującą podwyższoną zawartość manganu, rzadziej żelaza, a w niektórych przypadkach również jonu amonowego. Wody wymagają w tym zakresie uzdatniania.

POZIOM PRZYPOWIERZCHNIOWY – OBSZAR WYSOCZYZN

Do charakterystyki właściwości fizyczno-chemicznych i jakości wód poziomu przypowierzchniowego w obrębie wysoczyzn polodowcowych wykorzystano wyniki 427 analiz. Średnia głębokość stropu poziomu wodonośnego wynosi około 15 m p.p.t.

Wskaźniki fizyczno-chemiczne

Pierwszy poziom wodonośny charakteryzuje się występowaniem wód dwu-, trzy- i czterojonowych. Według klasyfikacji hydrochemicznej Szczukariewa-Prikłońskiego są to wody typu wodorowęglanowo-wapniowego (HCO_3-Ca), wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego (HCO_3-Ca-Mg), wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowego (HCO_3-SO_4-Ca), wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-magnezowego (HCO_3-SO_4-Ca-Mg), wodorowęglanowo-chlorkowo-wapniowego (HCO_3-Cl-Ca), siarczanowo-wodorowęglanowo-wapniowego (SO_4-HCO_3-Ca) oraz chlorkowo-wodorowęglanowo-wapniowo-sodowego (Cl-HCO_3-Ca-Na) (Ryc. 87).

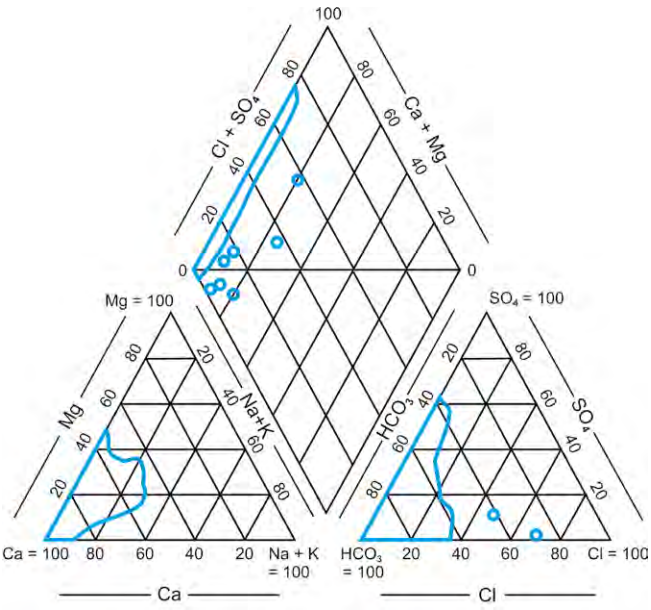
Wody tego poziomu głównie należą do wód słodkich (punktowo akratopegi) o przewodności elektrolitycznej wła-

ściwej mieszczącej się w przedziale 173,0–8310,0 µS/cm, przy czym wartość 1000 µS/cm została przekroczona tylko w 18 punktach. Odczyn wód zawiera się między 6,5 a 8,5, co kwalifikuje je do wód od słabo kwaśnych po słabo zasadowe. Wartość średnia pH wynosi 7,4.

Dominującymi jonami są: wodorowęglany, występujące w stężeniu od 37,8 mg/dm³ do 561,0 mg/dm^3, siarczany (0,0–561,00 mg/dm^3), wapń (18,2–156,20 mg/dm^3) i magnez (2,0–255,0 mg/dm^3). Podwyższone stężenie siarczanów (ponad 60 mg/dm^3) pojawia się w 31 studniach wierconych oraz 17 studniach kopanych, zlokalizowanych w małych miejscowościach, Wysokie stężenie magnezu (ponad 30 mg/dm^3) w wodach podziemnych występuje w Norze, Olecku, Janowie i Jałówce. Wartość maksymalną 255,0 mg/dm^3 odnotowano w dawnym PGR w Norze. Stężenie chlorków waha się od 0,0 do 243,8 mg/dm^3. Podwyższone stężenie odnotowano m.in. w miejscowościach: Kruklin, Olecko, Imionki, Kałki i Rajgród. W ww. miastach są to pojedyncze studnie należące do przedsiębiorstw (np. żwirownia, masarnia i Państwowy Ośrodek Maszynowy), a zatem potencjalne ognisko zanieczyszczenia ma charakter lokalny. W pozostałych przypadkach są to obszary rolnicze bez uregulowanej gospodarki wodno-ściekowej oraz obszary bez zwartej zabudowy.

Stężenie azotanów w wodach omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 165,0 mg/dm^3. Wartość 10 mg/dm^3 została przekroczona w 46 analizach. Są to obiekty położone w niewielkich miejscowościach (np. Białousy, Filipów Pierwszy, Jedwabne, Czerwony Dwór i in.). Jedynie w Białousach występuje podwyższone stężenie azotanów w trzech studniach należących do dużego gospodarstwa ogrodniczego.

Zawartość azotynów w badanych wodach wynosi od 0,00 do 0,89 mg/dm³. Podwyższone stężenie azotynów nie wykazuje żadnej korelacji przestrzennej na omawianym obszarze.



Ryc. 87. Skład chemiczny wód pierwszego poziomu wodonośnego w obszarach wysoczyzn – diagram Pipera

Zawartość jonu amonowego zawiera się w przedziale od 0,00 do 7,10 mg/dm^3. Wysokie stężenie (ponad 1,0 mg/dm^3) zidentyfikowano w 20 studniach wierconych. Podobnie jak w przypadku azotanów i azotynów, nie ma w rozmieszczeniu tych punktów żadnej istotnej korelacji przestrzennej.

Stężenie jonów żelaza wynosi najczęściej poniżej 0,2 mg/dm^3, w 15 analizach stwierdzono wartość przekraczającą 0,2 mg/dm^3. Najwyższe stężenia zanotowano w miejscowościach Smolnik (12,74 mg/dm^3) i Tajno Stare (7,32 mg/dm^3).

Stężenie manganu waha się od 0,000 do 0,375 mg/dm^3. Wartość 0,05 mg/dm^3 jest przekroczona w 97,8% analiz. Problemem w wyznaczeniu klasy jest dokładność analiz – 92,2% miało wartość poniżej granicy oznaczalności (0,2 mg/dm^3). W rozkładzie przestrzennym nie widać żadnej prawidłowości do występowania wyższych stężeń manganu w wodach podziemnych.

Należy zwrócić uwagę na podwyższone stężenie cynku w piezometrach w Świętajnie (składowisko odpadów), Smolniku, Grabowie i Czerwonym Dworze. W tych miejscowościach, w tych samych studniach notowano przekroczenia innych wskaźników presji antropogenicznej – co świadczy o lokalnym, punktowym zanieczyszczeniu wód pierwszego horyzontu wodonośnego.

Jakość wód

Wody pierwszego poziomu wodonośnego (obszar wysoczyzn) charakteryzują się zazwyczaj dobrym stanem chemicznym i należą przeważnie do II lub III klasy jakości. Do klasy I zaliczono 5 analiz, do klasy II – 49, do klasy III – 334, do klasy IV – 22 i do klasy V – 17 analiz. Powodem do zakwalifikowania do klasy IV i V były podwyższone stężenia wodorowęglanów, siarczanów, magnezu, potasu, azotanów, azotynów, jonu amonowego, arsenu, żelaza oraz inne cechy – przewodność elektrolityczna właściwa i temperatura. Punkty opróbowania, w których występowały stężenia kwalifikujące do klasy IV lub V omówiono powyżej, przy opisie chemizmu wód.

Badane wody pod kątem jej przydatności do spożycia przez ludzi (Rozporządzenie Ministra Zdrowia z 7 grudnia 2017 r.) odbiegają od wymagań sanitarnych z uwagi na powszechnie występujące podwyższone stężenia manganu, rzadziej żelaza, a w niektórych przypadkach jonu amonowego. Woda wymaga w tym zakresie uzdatniania.

POZIOM MIĘDZYGLINOWY GÓRNY

Do charakterystyki właściwości fizyczno-chemicznych i jakości wód poziomu międzyglinowego górnego wykorzystano wyniki 352 analiz. Średnia głębokość stropu poziomu wodonośnego wynosi około 40 m p.p.t.

Wskaźniki fizyczno-chemiczne

Poziom międzyglinowy górny cechuje się występowaniem wód dwu-, trzy-, i czterojonowych. Według klasyfikacji

hydrochemicznej Szczukariewa-Prikłońskiego są to wody typu wodorowęglanowo-wapniowego (HCO_3-Ca), wodorowęglanowo-sodowego (HCO_3-Na), wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego (HCO_3-Ca-Mg), wodorowęglanowo-wapniowo-sodowego (HCO_3-Ca-Na), wodorowęglanowo-sodowo-wapniowego (HCO_3-Na-Ca), wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowego (HCO_3-SO_4-Ca) oraz wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-magnezowego (HCO_3-SO_4-Ca-Mg) (Ryc. 88).

Wody tego poziomu należą głównie do wód słodkich (punktowo akratopegi) o przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) mieszczącej się w przedziale 319,0–1314,0 µS/cm, przy czym wartość 1000 µS/cm została przekroczona tylko na składowisku odpadów w Siedliskach. Odczyn wód zawiera się między 4,9 a 8,3, co kwalifikuje je do wód od kwaśnych po słabo zasadowe. Wartość średnia pH wynosi 7,37.

Dominującymi jonami są: wodorowęglany, występujące w stężeniach od 183,0 mg/dm^3 do 521,0 mg/dm^3, siarczany (0,0–270,0 mg/dm^3), wapń (1,7–182,0 mg/dm^3) i magnez (0,4–44,0 mg/dm^3). Podwyższone stężenia siarczanów (ponad 60 mg/dm^3) pojawiają się w rejonie Olecka, Augustowa, Moniek oraz szeregu mniejszych miejscowości. Jednak spośród punktów, w których odnotowano przekroczenia, tylko 8 należy do wodociągów lub spółek zaopatrujących w wodę do picia, pozostałe to głównie zakłady przemysłowe. Wysokie stężenie magnezu (ponad 30 mg/dm^3) w wodach podziemnych występuje w rejonie Olecka, Moniek, Kukowa, Kamionki i Pogorzela. W większości przypadków są to te same otwory, w których zidentyfikowano podwyższone stężenie siarczanów.

Stężenie chlorków waha się od 0,0 do 240,0 mg/dm^3. Wysoka wartość występuje m.in. w miejscowościach Mońki, Pogorzel, Wydminy, Gieraliszki, Różyńsk i Stawiski. W ww. miastach są to pojedyncze studnie, a zatem potencjalne ognisko zanieczyszczenia ma charakter lokalny.

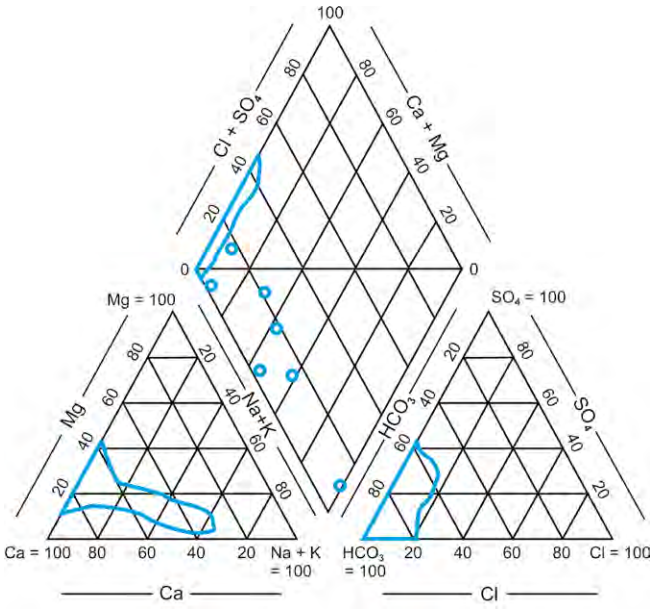
Stężenie azotanów w wodach omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 44,00 mg/dm^3. Wartość 10 mg/dm^3 została przekroczona tylko w 13 analizach. W studniach wierconych azotany pojawiają się w miejscowościach: Banie Mazurskie, Olecko, Kalinowo, Augustów, Kopisk, Biała Piska i in.

Stężenie azotynów w badanych wodach wynosi od 0,0 do 0,5 mg/dm^3, w 4,3% analiz ich stężenie przekracza 0,03 mg/dm^3.

Stężenie jonu amonowego w wodach omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 12,00 mg/dm^3. Wysokie stężenie (ponad 1,0 mg/dm^3) zidentyfikowano tylko w 19 punktach (bez korelacji przestrzennej na obszarze opracowania).

Zawartość jonów żelaza wynosi najczęściej poniżej 0,2 mg/dm^3, jedynie w 25 analizach stwierdzono wartości przekraczające 0,2 mg/dm^3. Najwyższe stężenie żelaza zanotowano w miejscowościach Brożówka (6,04 mg/dm^3), Sieruciowce (5,01 mg/dm^3) i Łękuk Mały (5,47 mg/dm^3).

Stężenie manganu waha się od 0,001 do 1,005 mg/dm^3. Wartość 0,05 mg/dm^3 jest przekroczona w 98,0% analiz. Problemem w wyznaczeniu klasy jest dokładność analiz – 91,3% miało wartości poniżej granicy oznaczalności (0,2 mg/dm^3).



Ryc. 88. Skład chemiczny wód poziomu międzyglinowego górnego – diagram Pipera

W rozkładzie przestrzennym nie widać żadnej prawidłowości do występowania wyższych stężeń manganu w wodach podziemnych.

Z innych związków należy zwrócić uwagę na podwyższone stężenie cynku w piezometrach wokół składowiska odpadów w Siedliskach.

Jakość wód

Wody te charakteryzują się zazwyczaj dobrym stanem chemicznym i należą przeważnie do III klasy jakości. Do klasy I zaliczono 4 analizy, do klasy II – 18, do klasy III – 309, do klasy IV – 16 i do klasy V – 5 analiz. Powodem do zakwalifikowania do klasy IV i V były podwyższone stężenia jonu amonowego, azotanów, siarczanów, wodorowęglanów, manganu, miedzi, żelaza, fosforanów oraz odczynu.

W zakresie stężenia manganu oraz lokalnie żelaza i jonu amonowego woda nie spełnia wymogów stawianych wodom do spożycia przez ludzi (Rozporządzenie Ministra Zdrowia z 7 grudnia 2017 r.) i wymaga w tym zakresie uzdatniania.

POZIOM MIĘDZYGLINOWY DOLNY

Do charakterystyki właściwości fizyczno-chemicznych i jakości wód poziomu międzyglinowego dolnego wykorzystano wyniki 116 analiz. Średnia głębokość stropu poziomu wodonośnego wynosi około 70 m p.p.t.

Wskaźniki fizyczno-chemiczne

Poziom międzyglinowy dolny charakteryzuje się występowaniem wód dwu- i trzyjonowych. Według klasyfikacji

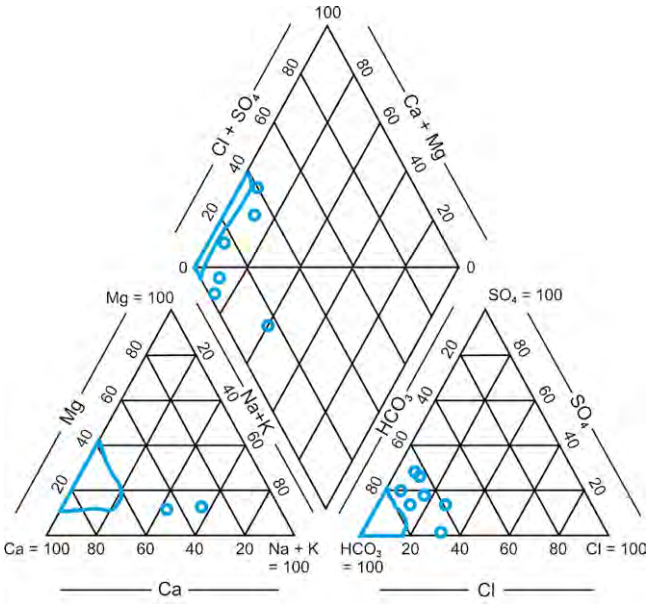
hydrochemicznej Szczukariewa-Prikłońskiego są to wody typu wodorowęglanowo-wapniowego (HCO_3-Ca), wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego (HCO_3-Ca-Mg), wodorowęglanowo-wapniowo-sodowego (HCO_3-Ca-Na), wodorowęglanowo-chlorkowo-sodowego (HCO_3-Cl-Na), wodorowęglanowo-sodowo-wapniowego (HCO_3-Na-Ca) oraz wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowego (HCO_3-SO_4-Ca) (Ryc. 89).

Są to wody słodkie (lokalnie akratopegi), o przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) mieszczącej się w przedziale 320,0–978,0 µS/cm. Odczyn w przedziale 6,8–8,0 kwalifikuje je do wód od słabo kwaśnych po słabo zasadowe. Wartość średnia pH wynosi 7,38.

Dominującymi jonami są: wodorowęglany, występujące w stężeniu od 194,0 mg/dm³ do 551,0 mg/dm³, siarczany (0,0–204,0 mg/dm³), wapń (41,1–183,6 mg/dm³) i magnez (11,7–35,2 mg/dm³). Podwyższone stężenie siarczanów (ponad 60 mg/dm³) pojawia się w studniach, w mniejszych miejscowościach. Wysokie stężenie magnezu (ponad 30 mg/dm³) w wodach podziemnych występuje w dwóch studniach – w Żarnowie i Kraśnianach.

Stężenie chlorków waha się od 1,0 do 138,0 mg/dm³. Wysoka wartość występuje m.in. w miejscowościach Kraśniany, Banie Mazurskie, Niemsty i Sokółka. W wymienionych miejscowościach są to pojedyncze studnie. We wszystkich przypadkach są to obszary po starych PGR, a zatem należy się liczyć ze złym stanem technicznym studni.

Stężenie azotanów w wodach omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 38,80 mg/dm³. Wartość 10 mg/dm³ została przekroczona tylko w 4 analizach (3,6% populacji). W wodach ze studni wierconych azotany pojawiają się w miejscowościach: Kraśniany, Niemczyn i Rękusy.



Ryc. 89. Skład chemiczny wód poziomu międzyglinowego dolnego – diagram Pipera

Stężenie azotynów w badanych wodach wynosi od 0,0 do 0,11 mg/dm³. Maksymalne stężenie azotynów zidentyfikowano tylko w Sokółce i Czerwonce w studniach wodociągu wiejskiego.

Zawartość jonu amonowego dla omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 1,60 mg/dm³. Wysokie stężenie (kwalifikujące wody do klasy IV i V wg. Rozp. MGMiŻŚ, 2019 poz. 2148) zidentyfikowano tylko w 5 punktach (bez korelacji przestrzennej na obszarze opracowania).

Stężenie jonów żelaza wynosi ogólnie poniżej 0,2 mg/dm³, jedynie w 8 analizach stwierdzono wartości przekraczające 0,2 mg/dm³. Najwyższe stężenia żelaza zanotowano w miejscowościach: Bakałarzewo, Wydminy i Świętajno.

Zawartość manganu waha się od 0,014 do 0,197 mg/dm³. Wartość 0,05 mg/dm³ jest przekroczona w 98,3% analiz. Problemem w wyznaczeniu klasy jest dokładność analiz – 90,2% miało wartości poniżej granicy oznaczalności (0,2 mg/dm³). W rozkładzie przestrzennym nie widać żadnej prawidłowości do występowania wyższych stężeń manganu w wodach podziemnych.

Jakość wód

Wody te charakteryzują się zazwyczaj dobrym stanem chemicznym i należą przeważnie do III klasy jakości. Do klasy II zaliczono 3 analizy, do klasy III – 109, do klasy IV – 2 i do klasy V – 2 analizy. Powodem do zakwalifikowania do klasy IV i V były podwyższone stężenia wodorowęglanów, jonu amonowego, potasu i cynku.

Analiza materiałów archiwalnych wykazała, że pod względem fizyczno-chemicznym woda odbiega od wymagań sanitarnych ze względu na powszechnie występującą podwyższoną zawartość manganu i rzadziej żelaza. Wody wymagają w tym zakresie uzdatniania. Badane wody analizowane w zakresie wymogów rozporządzenia Ministra Zdrowia z dnia 7 grudnia 2017 r. w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi nie wykazywały przekroczeń stężenia innych dopuszczalnych związków.

POZIOM PODGLINOWY, LOKALNIE PODGLINOWO-PALEOGEŃSKO-NEOGEŃSKI

Do oceny stanu chemicznego i jakości wód poziomu podglinowego połączonego z utworami neogenu i paleogenu wykorzystano wyniki 65 analiz. Średnia głębokość stropu poziomu wodonośnego wynosi około 120 m p.p.t. Opisu poziomów dokonano łącznie ze względu na małą liczebność danych z poziomów neogen–paleogen (8 analiz).

Wskaźniki fizyczno-chemiczne

Poziom ten charakteryzuje się występowaniem wód dwu- i trzyjonowych. Według klasyfikacji hydrochemicznej Szczukariewa-Prikłońskiego są to wody typu wodorowęglanowo-wapniowego (HCO_3-Ca), wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego (HCO_3-Ca-Mg) oraz wodorowęglanowo-sodowo-wapniowego (HCO_3-Na-Ca) (Ryc. 90).

Wody tego poziomu należą głównie do wód słodkich (nieliczne akratopegi) o przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) mieszczącej się w przedziale 347,0–944,0 µS/cm. Odczyn wód zawiera się między 7,0 a 7,9, co kwalifikuje je do wód od obojętnych po słabo zasadowe. Wartość średnia pH wynosi 7,38.

Dominującymi jonami są wodorowęglany, występujące w stężeniu od 166,0 mg/dm³ do 554,0 mg/dm³, siarczany (0,0–217,2 mg/dm³), wapń (43,3–139,1 mg/dm³) i magnez (9,8–30,7 mg/dm³). Podwyższone stężenie siarczanów (ponad 60 mg/dm³) pojawia się w studniach w mniejszych miejscowościach punktowo (4 studnie). Wysokie stężenie magnezu (ponad 30 mg/dm³) w wodach podziemnych występuje w dwóch studniach – w Mieczach i Cisach.

Stężenie azotanów w wodach omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 38,7 mg/dm³. Wartość 10 mg/dm³ została przekroczona tylko w otworze monitoringu w Kamieniu.

Stężenie azotynów w badanych wodach wynosi od 0,0 do 0,078 mg/dm³, w 3,3% analiz ich stężenie przekracza 0,03 mg/dm³.

Stężenie jonu amonowego dla omawianego poziomu wynosi od 0,00 do 2,14 mg/dm³. Wysokie stężenie jonu amonowego (ponad 1,0 mg/dm³) zidentyfikowano tylko w 3 punktach (bez korelacji przestrzennej na obszarze opracowania).

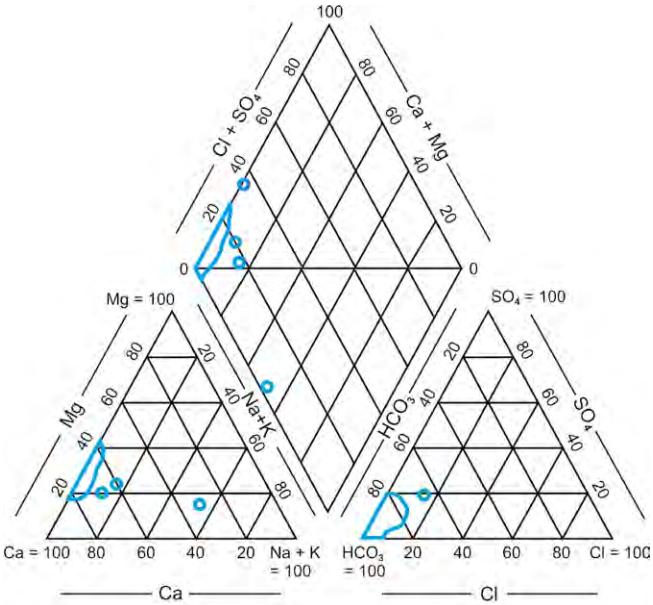
W 10 analizach stwierdzono zawartość żelaza przekraczającą 0,2 mg/dm³. Najwyższe stężenie żelaza zanotowano w miejscowościach: Bobry, Sokoły, Grajewo i Białaszewo. W pozostałych analizach, zawartość jonów żelaza wynosi poniżej 0,2 mg/dm³.

Stężenie manganu waha się od 0,005 do 0,148 mg/dm³. Wartość 0,05 mg/dm³ jest przekroczona w 95,4% analiz. Problemem w wyznaczeniu klasy jest dokładność analiz – 85,0% miało wartość poniżej granicy oznaczalności (0,2 mg/dm³). W rozkładzie przestrzennym nie widać żadnej prawidłowości do występowania wyższych stężeń manganu w wodach podziemnych.

Jakość wód

Wody charakteryzują się zazwyczaj dobrym stanem chemicznym i należą przeważnie do III klasy jakości. Do klasy II zaliczono – 1 analizę, do klasy III – 61, do klasy IV – 2 i do klasy V – 1 analizę. Powodem do zakwalifikowania do klasy IV i V były podwyższone stężenia wodorowęglanów, jonu amonowego i potasu.

Analiza materiałów archiwalnych wykazała, że woda odbiega od wymagań sanitarnych ze względu na powszechnie występującą podwyższoną zawartość manganu i rzadziej żelaza. Wody wymagają w tym zakresie uzdatniania. Badane wody analizowane w zakresie wymogów rozporządzenia Ministra Zdrowia z dnia 7 grudnia 2017 r. w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi nie wykazywały przekroczeń innych dopuszczalnych związków.



Ryc. 90. Skład chemiczny wód poziomu podglinowego, lokalnie podglinowo-paleogeńsko-neogeńskiego – diagram Pipera

TRENDY ZMIAN WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH

Zgodnie z Rozp. MGMiŻŚ z dnia 11 października 2019 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny jednolitych części wód podziemnych (Dz. U. 2019, poz. 2148) dokonano oceny stanu chemicznego w odniesieniu do jednolitych części wód podziemnych, poprzez porównanie stężeń badanych elementów fizyczno-chemicznych z punktów pomiarowych, które są reprezentatywne dla JCWPd do wartości granicznych określonych w załączniku do rozporządzenia. Ocenę stanu dla PLGW200032 wykonano w 2016 r. Metodykę oceny stanu, wraz z wynikami oceny zawarto w opracowaniu Kuczyńskiej i zespołu (2017). JCWPd 32 otrzymał ocenę stanu dobrego zarówno wg oceny stanu chemicznego, jak i wg oceny stanu ilościowego. Charakterystykę trendów zmian chemizmu wód podziemnych dokumentowanej zlewni wykonano na podstawie reprezentatywnych danych z monitoringu jakości wód, prowadzonego przez państwową służbę hydrogeologiczną. Dysponowano analizami z 33 punktów monitoringowych opróbowanych w latach 1991–2017, jednak większość ciągów nie obejmowała całego tego okresu.

Na rycinach 91–94 przedstawiono wykresy zmienności w czasie wybranych elementów fizyczno-chemicznych: przewodności elektrolitycznej właściwej, chlorków, siarczanów i azotanów – ogólnych wskaźników antropopresji. Wykresy sporządzono dla punktów monitoringowych, w których są prowadzone obserwacje w ramach sieci monitoringu krajowego PIG-PIB (z jednolitą metodyką poboru, referencyjnymi metodami oznaczeń i obróbki danych). Na rycinach

przedstawiono wykresy dla punktów, w których istnieją najdłuższe ciągi pomiarowe. Jednocześnie punkty te reprezentują główne użytkowe poziomy wodonośne w granicach zlewni Biebrzy. Brak jedynie punktu obserwacyjnego ujmującego poziom międzyglinowy dolny.

Analiza wyników ciągów obserwacyjnych wskazuje, że przewodność elektrolityczna właściwa w wodach pierwszego poziomu wodonośnego na obszarze wysoczyzn (pkt. nr 126) cechuje się stosunkowo stałymi wartościami. W poziomie tym zaznacza się tendencja do wzrostu stężeń jonów chlorkowych (do 54,1 mg/dm³ w 2017 r.) i azotanowych obserwowana od lat 2008–2009. Elementy te, przy małej zmienności PEW i silnym spadku stężeń siarczanów w skali wielolecia, świadczą o lokalnej zmianie warunków krążenia związanej ze zmianą sposobu zagospodarowania otoczenia punktu monitoringu.

Pierwszy poziom wodonośny na obszarze sandrowym (pkt. nr 748) wykazuje, podobnie jak punkt 126 wpływ lokalnego oddziaływania nieuregulowanej gospodarki wodno-ściekowej i rolnictwa. Od 2005 r. obserwuje się w nim stały wzrost stężeń wszystkich ogólnych wskaźników antropopresji (Ryc. 91–94). Punkt monitoringu jest zlokalizowany przy pojedynczym gospodarstwie. Następne zabudowania znajdują się w odległości ok. 750 m.

Poziom międzyglinowy górny jest reprezentowany przez punkty monitoringu nr 745, 749, zlokalizowane na terenach wiejskich. Poziom ten cechuje się skokowymi zmianami ogólnych wskaźników antropopresji. Niezależnie od tego, analiza stężeń innych parametrów fizyczno-chemicznych (wapń, wodorowęglany, sód, magnez, jon amonowy i pH) cechuje się w obydwu otworach niewielką zmiennością. Tym samym można przyjąć, że punkty te wykazują quasi natural-

Charakterystyka punktów monitoringu krajowego wód podziemnych (Ryc. 91–94):

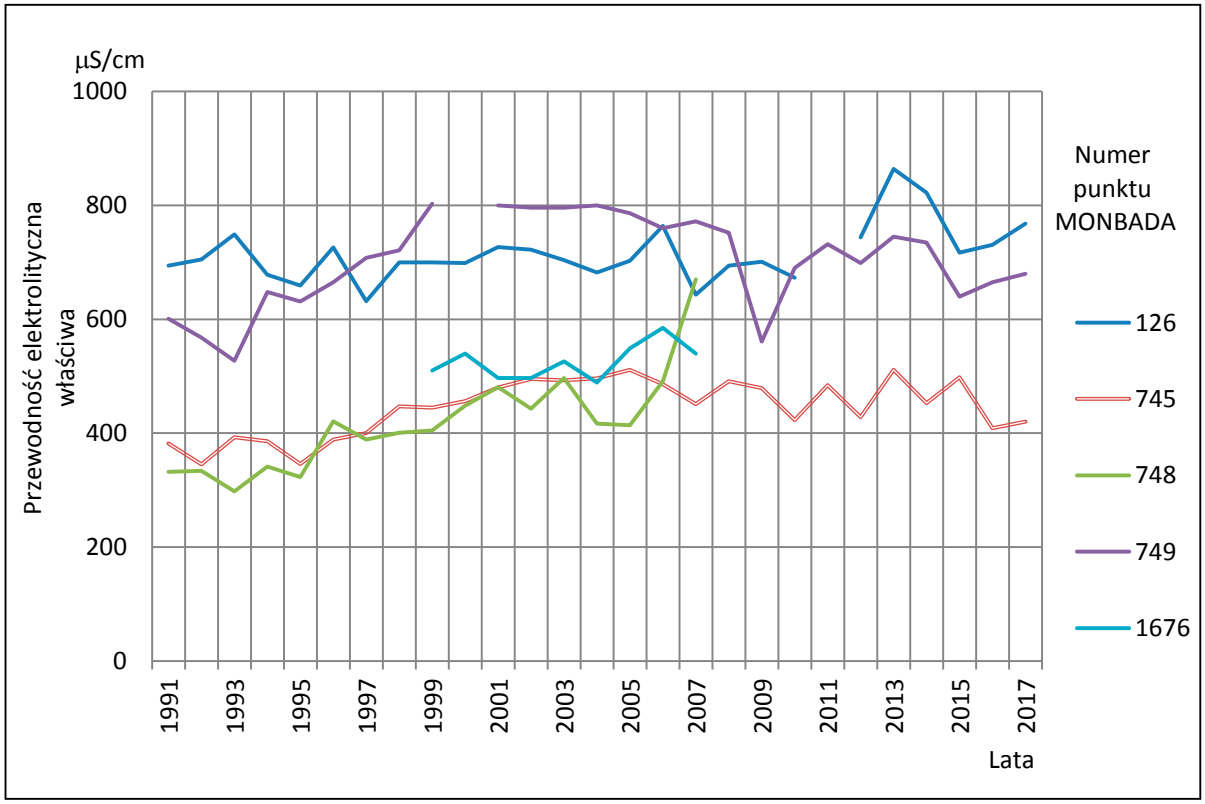
Punkt monitoringu w Kamieniu (nr w bazie MONBADA 748) ujmuje poziom przypowierzchniowy z obszaru sandrowego. W poziomie tym zwierciadło wody ma charakter swobodny. Punkt jest zlokalizowany na terenie wiejskim.

Punkt monitoringu w Mońkach (nr w bazie MONBADA 126) ujmuje poziom przypowierzchniowy na obszarze wysoczyzny polodowcowej. Zwierciadło wody ma charakter lekko napięty. Punkt jest zlokalizowany na terenie przemysłowym.

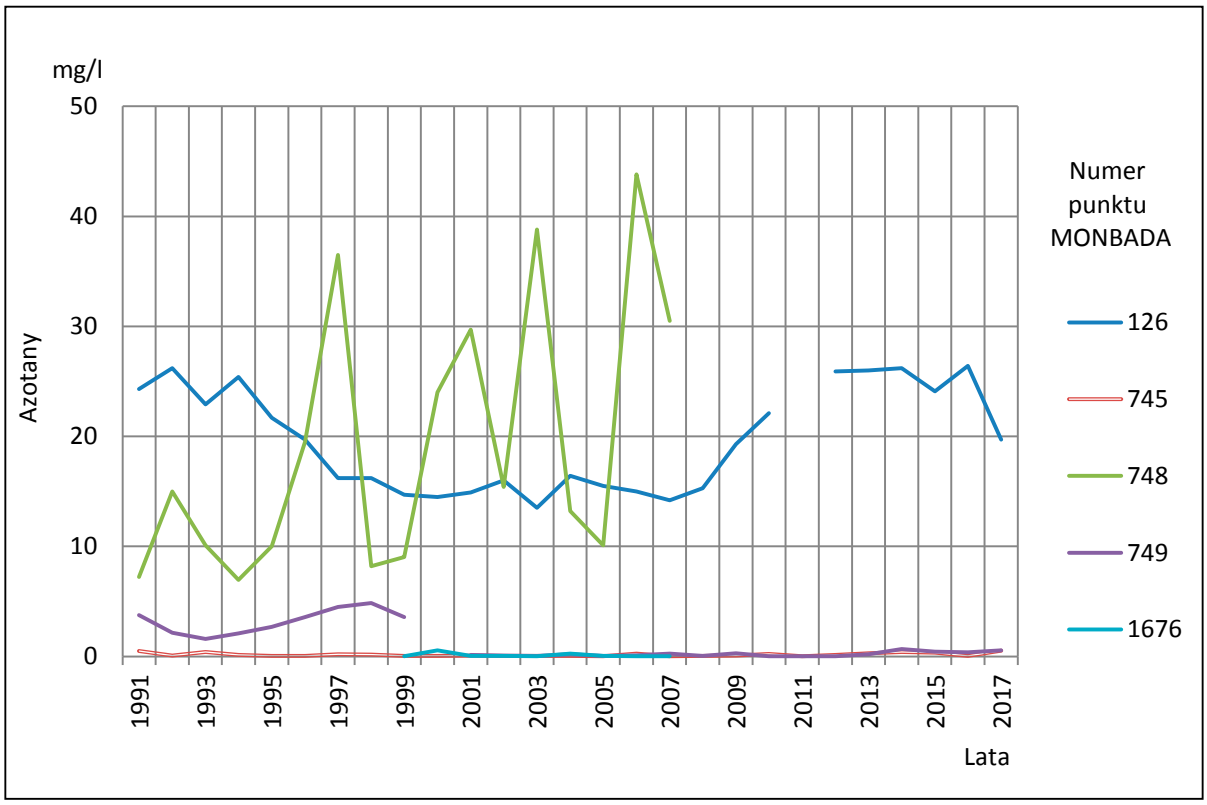
Punkt monitoringu w Raczkach (nr w bazie MONBADA 745) ujmuje poziom międzyglinowy górny. Zwierciadło wody ma charakter napięty. Punkt jest zlokalizowany na terenie wiejskim.

Punkt monitoringu w Sieruciowce (nr w bazie MONBADA 749) ujmuje poziom międzyglinowy górny. Zwierciadło wody ma charakter napięty. Punkt jest zlokalizowany na terenie wiejskim.

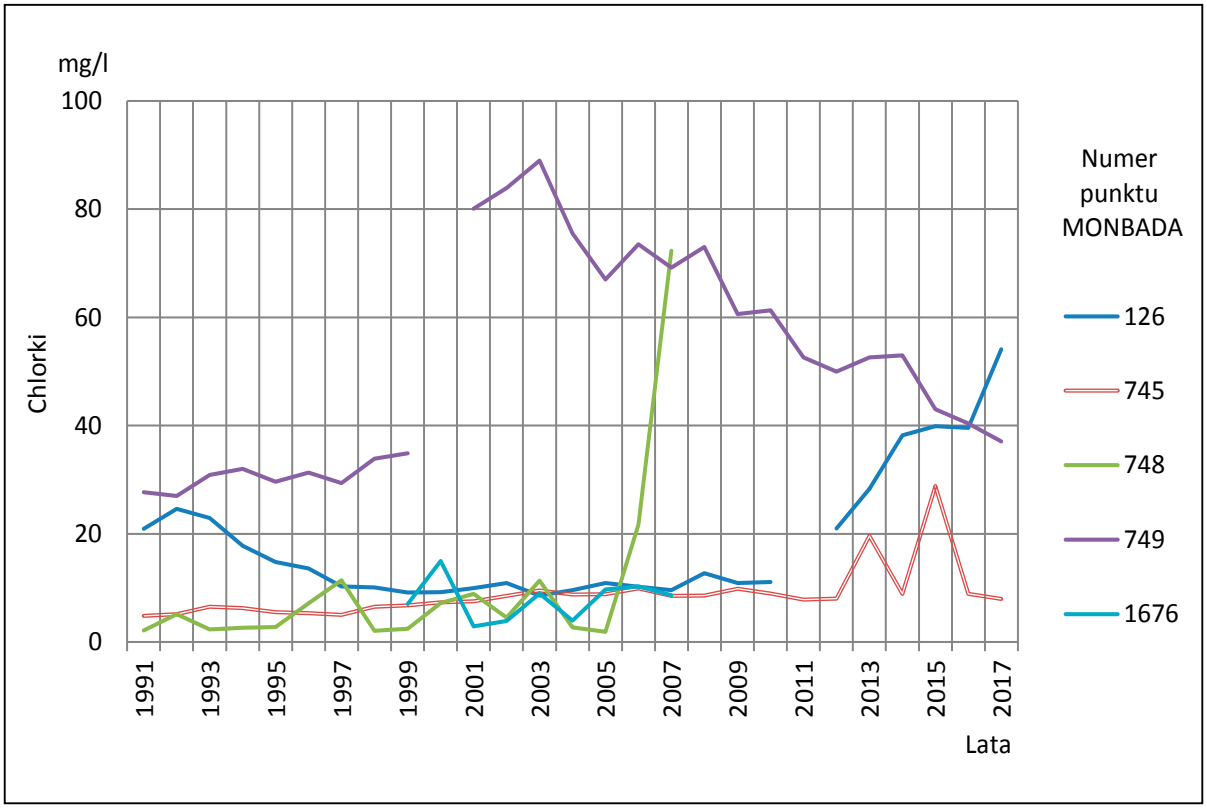
Punkt monitoringu w Grajewie (nr w bazie MONBADA 1676) ujmuje poziom podglinowy. Zwierciadło wody ma charakter napięty. Punkt jest zlokalizowany na terenie o zabudowie miejskiej luźnej.



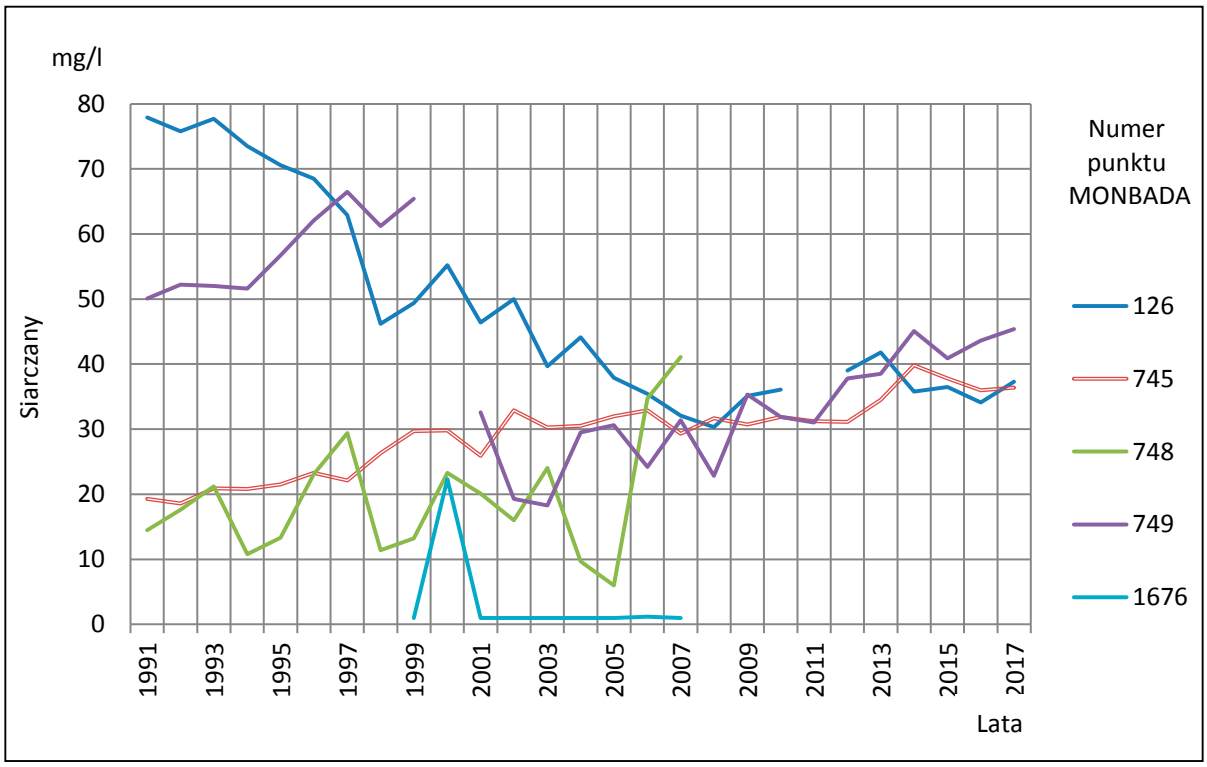
Ryc. 91. Zmienność wartości przewodności elektrolitycznej właściwej w wodach piętra czwartorzędowego na podstawie wyników badań monitoringu PSH (1991–2017)



Ryc. 92. Zmienność stężenia jonów azotanowych w wodach piętra czwartorzędowego na podstawie wyników badań monitoringu PSH (1991–2017)



Ryc. 93. Zmienność stężenia jonów chlorkowych w wodach piętra czwartorzędowego na podstawie wyników badań monitoringu PSH (1991–2017)



Ryc. 94. Zmienność stężenia siarczanów w wodach piętra czwartorzędowego\ na podstawie wyników badań monitoringu PSH (1991–2017)

ny chemizm. Obserwowane wahania chemizmu mieszczą się w granicach naturalnych zmian parametrów warstw wodonośnych, i obecnie wpływ presji na tę warstwę wodonośną jest niemożliwy do zaobserwowania.

Poziom podglinowy jest reprezentowany przez punkt nr 1676. Nie obserwuje się w nim żadnych zmian parametrów fizyczno-chemicznych wód podziemnych. Dlatego należy przyjąć, że wody poziomu podglinowego są wodami bez wpływu antropopresji.

TŁO HYDROGEOCHEMICZNE

Do wyznaczenia tła regionalnego zastosowano metodę zaproponowaną przez Macioszczyk (1990). Zgodnie z tą metodą za zakres tła hydrogeochemicznego proponuje się uznawać wartości między 10 a 90% (co odpowiada przedziałowi około ±1,28 odchylenia standardowego wokół wartości średniej.

W pierwszym poziomie wodonośnym na obszarze wysoczyzn polodowcowych (Tab. 12), dla okresu po 2000 r. wyraźnie zaznacza się wzrost przewodności elektrolitycznej właściwej, suchej pozostałości, zasadowości oraz podwyższenie stężeń chlorków, azotanów, azotynów, sodu i potasu. Szczególnie wzrost górnej granicy tła hydrogeochemicznego dla azotanów (6-cio krotnie), azotynów (10-cio krotnie) i potasu (5-cio krotnie) wskazuje na stały trend antropogenicznego przekształcenia chemizmu wód. W rejonie sandrowym należy zwrócić uwagę na 34-krotny wzrost górnej granicy tła dla azotanów. Z innych wskaźników podwyższeniu ulega tło dla przewodności elektrolitycznej właściwej, zasadowości, siarczanów, chlorków i potasu.

W poziomie międzyglinowym górnym (Tab. 13) zaznacza się wzrost przewodności elektrolitycznej właściwej (dolnej i górnej granicy tła), oraz podwyższenie stężeń azotanów i amoniaku. Szczególną uwagę należy zwrócić na 10-cio krotny wzrost dolnej granicy tła dla amoniaku.

W poziomie międzyglinowym dolnym (Tab. 14) zaznacza się spadek zakresu tła siarczanów, chlorków, wapnia, magnezu i potasu. Najprawdopodobniej jest to związane z ograniczaniem wielkości poboru wód z tego poziomu wodonośnego.

W poziomie podglinowym (Tab. 15) zaznacza się wzrost zakresu tła suchej pozostałości, wodorowęglanów, siarczanów i amoniaku. Analogicznie jak dla poziomu międzyglinowego dolnego, ograniczenie poboru i wzrost udziału w poszczególnych studniach składników z mioceńskich warstw wodonośnych skutkuje zwiększaniem się m.in. stężeń siarczanów i amoniaku.

Najniższą wartość suchej pozostałości i stosunkowo najwęższe zakresy tła hydrogeochemicznego ogólnego wykazują wody występujące w dolinie Biebrzy. Są to wody niskozmineralizowane o ponadnormatywnych stężeniach żelaza i manganu, wynikających z dużych ilości substancji organicznej w osadach.

Nienaturalnie szerokie zakresy tła dla chlorków, siarczanów, mineralnych związków azotu (głównie azotanów i azotynów) i wysokie górne granice tła (dla mineralnych związków azotu, potasu, przewodności elektrolitycznej właściwej) są charakterystyczne dla wód pochodzących z utworów sandrowych i wysoczyznowych pierwszego poziomu wodonośnego. Świadczy to o antropogenicznym przekształceniu naturalnego tła hydrogeochemicznego.

Tabela 12

Zakres tła hydrogeochemicznego wód pierwszego poziomu wodonośnego

Wskaźnik	Jednostka	Tło hydro-geochemiczne*	Tło hydrogeochemiczne (Wysoczyzna / Sandr / Dolina Biebrzy)		
			1951–1980**	1981–2000**	2001–2017
Temperatura	°C	4–20	– – –	– – –	9,30–14,69 8,70–15,50 9,34–14,78
Odczyn pH	–	6,5–8,5	7,00–7,60 – –	7,07–7,80 7,20–7,80 –	7,19–7,75 7,11–7,89 7,10–7,87
PEW	µS/cm	200–700	– – –	380,8–685,8 600,8–716,0 –	447,0–992,2 391,3–973,0 269,3–809,6
Sucha pozostałość	mg/dm^3	brak	220,0–459,3 – –	254,4–391,3 231,5–474,0 –	264,0–517,2 240,8–390,3 202,2–383,0
Zasadowość	$mval/dm^3$	brak	3,50–7,60 – –	3,60–6,81 3,84–7,92 –	3,70–8,85 4,20–10,00 2,95–5,80
Utlenialność	mgO_2/dm^3	brak	1,10–5,60 – –	1,00–5,55 1,00–6,50 –	1,32–6,00 1,58–5,06 2,78–6,84
Wodorowęglany	mg/dm^3	60–360	173,20–455,70 – –	251,71–372,44 281,60–490,80 –	194,80–430,03 228,68–397,80 124,70–281,20
Siarczany	mg/dm^3	5–60	0,00–67,80 –	0,00–100,29 1,40–49,96 –	2,98–68,00 1,40–68,70 4,35–60,45
Chlorki	mg/dm^3	2–60	2,65–24,00 – –	2,52–25,20 2,70–22,35 –	3,40–44,80 4,00–39,17 2,43–33,83
Azotany	mg/dm^3	0–5	0,00–3,00 – –	0,000–5,580 0,000–1,000 –	0,000–30,680 0,000–34,280 0,050–10,050
Azotyny	mg/dm^3	0,0–0,03	0,000–0,010 – –	0,000–0,007 0,000–0,007 –	0,000–0,070 0,000–0,090 0,005–0,139
Amoniak	mg/dm^3	0–1	0,000–1,000 – –	0,020–0,590 0,020–0,500 –	0,025–0,464 0,025–0,600 0,025–0,214
Fluorki	mg/dm^3	0,05–0,5	0,10–0,43 – –	0,09–0,44 0,10–0,41 –	0,05–0,29 0,05–0,27 0,05–0,21
Fosforany	mg/dm^3	0,01–1,0	0,05–1,00 – –	0,05–1,00 0,52–1,00 –	0,05–1,00 0,15–1,00 0,15–1,00
Wapń	mg/dm^3	2–200	62,01–112,88 – –	57,80–107,78 64,10–105,10 –	60,84–111,82 68,25–108,60 45,53–95,03
Magnez	mg/dm^3	0,5–30	10,96–25,15 – –	11,65–22,61 8,70–20,20 –	11,24–28,36 9,70–22,40 5,12–17,17
Sód	mg/dm^3	1–60	3,47–18,42 – –	4,82–16,76 4,72–15,30 –	4,98–22,51 4,18–15,34 3,07–9,37

Tabela 12 cd.

Wskaźnik	Jednostka	Tło hydro-geochemiczne*	Tło hydrogeochemiczne (Wysoczyzna / Sandr / Dolina Biebrzy)		
			1951–1980**	1981–2000**	2001–2017
Potas	mg/dm^3	0,5–10	0,90–2,47 – –	1,00–3,62 1,00–3,12 –	1,00–16,45 1,00–8,03 0,69–3,14
Żelazo	mg/dm^3	0,02–5	– – –	– – –	0,06–0,62 0,04–0,68 0,04–2,45
Mangan	mg/dm^3	0,01–0,4	– – –	– – –	0,10–0,15 0,05–0,11 0,04–0,17
Cynk	mg/dm^3	0,005–0,050	– – –	– – –	0,022–0,640 0,008–0,635 0,002–0,745
Chrom	mg/dm^3	0,00010–0,0100	– – –	– – –	0,002–0,005 0,002–0,005 0,002–0,005
Miedź	mg/dm^3	0,001–0,020	– – –	– – –	0,001–0,005 0,002–0,005 0,0003–0,005
Glin	mg/dm^3	0,05–0,10	– – –	– – –	0,0004–0,0100 0,0052–0,0100 0,0005–0,0102

Objaśnienia do Tabel 12–15.
* Tło przyjęto za Rozporządzeniem Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 9 października 2019 r. w sprawie form i sposobu prowadzenia monitoringu jednolitych części wód powierzchniowych i jednolitych części wód podziemnych.
** brak zakresu wyznaczonego tła wynika ze zbyt małej populacji danych w podzbiorze lub dominacji w podzbiorze wartości
p.g.o. – poniżej granicy oznaczalności.

Tabela 13

Zakres tła hydrogeochemicznego wód poziomu międzyglinowego górnego

Wskaźnik	Jednostka	Tło hydro-geochemiczne*	Tło hydrogeochemiczne		
			1951–1980**	1981–2000**	2001–2017
Odczyn pH	–	6,5–8,5	7,00 – 7,60	7,10 – 7,80	7,20 – 7,78
PEW	µS/cm	200–700	–	370,0 – 430,8	412,0 – 680,0
Sucha pozostałość	mg/dm^3	brak	230,4 – 470,4	240,9 – 471,0	192,0 – 485,0
Zasadowość	mval/dm^3	brak	–	3,89 – 7,59	3,45 – 8,27
Utlenialność	mgO_2/dm^3	brak	0,94 – 7,00	0,92 – 6,54	0,67 – 6,16
Wodorowęglany	mg/dm^3	60–360	200,75 – 433,00	224,51 – 365,90	245,30 – 401,90
Siarczany	mg/dm^3	5–60	0,00 – 66,50	0,00 – 80,00	0,00 – 61,42
Chlorki	mg/dm^3	2–60	2,34 – 34,80	2,24 – 17,18	2,55 – 23,82
Azotany	mg/dm^3	0–5	0,00 – 5,37	0,00 – 5,00	0,00 – 3,49
Azotyny	mg/dm^3	0,0–0,03	0,00 – 0,1	0,000 – 0,005	0,000 – 0,012
Amoniak	mg/dm^3	0–1	0,016 – 0,700	0,002 – 1,088	0,021 – 0,809
Fluorki	mg/dm^3	0,05–0,5	0,10 – 0,38	0,10 – 0,84	0,05 – 0,55
Fosforany	mg/dm^3	0,01–1,0	0,05 – 1,00	0,05 – 1,00	0,05 – 1,00
Wapń	mg/dm^3	2–200	57,47 – 108,88	65,60 – 100,92	63,88 – 105,75
Magnez	mg/dm^3	0,5–30	11,00 – 28,28	12,82 – 24,61	12,50 – 24,07
Sód	mg/dm^3	1–60	3,55 – 14,44	3,53 – 13,53	3,88 – 16,4

Tabela 13 cd.

Wskaźnik	Jednostka	Tło hydro-geochemiczne*	Tło hydrogeochemiczne		
			1951–1980**	1981–2000**	2001–2017
Potas	mg/dm^3	0,5–10	0,99 – 3,10	1,00 – 2,73	1,10 – 3,45
Żelazo	mg/dm^3	0,02–5	–	–	0,06 – 1,35
Mangan	mg/dm^3	0,01–0,4	–	–	0,06 – 0,10
Cynk	mg/dm^3	0,005–0,050	–	–	0,009 – 0,635
Chrom	mg/dm^3	0,00010–0,0100	–	–	0,002 – 0,005
Miedź	mg/dm^3	0,001–0,020	–	–	0,0006 – 0,0050
Glin	mg/dm^3	0,05–0,10	–	–	0,0003 – 0,0100

Objaśnienia gwiazdek znajdują się pod tabelą 12.

Tabela 14

Zakres tła hydrogeochemicznego wód poziomu międzyglinowego dolnego

Wskaźnik	Jednostka	Tło hydro-geochemiczne*	Tło hydrogeochemiczne		
			1951–1980**	1981–2000**	2001–2017
Odczyn pH	–	6,5–8,5	7,10–7,60	7,02–7,78	7,20–7,76
PEW	µS/cm	200–700	–	–	373,6–661,8
Sucha pozostałość	mg/dm^3	brak	212,6–583,6	138,5–449,6	234,2–434,8
Zasadowość	mval/dm^3	brak	3,50–8,84	3,02–8,10	3,90–7,15
Utlenialność	mgO_2/dm^3	brak	1,36–6,40	0,76–5,40	1,07–5,00
Wodorowęglany	mg/dm^3	60–360	264,1–479,0	203,6–407,8	255,8–379,3
Siarczany	mg/dm^3	5–60	0,0–90,1	3,0–69,5	0,0–38,16
Chlorki	mg/dm^3	2–60	2,96–56,48	4,10–33,68	2,91–21,58
Azotany	mg/dm^3	0–5	0,00–2,50	0,00–4,60	0,00–2,08
Azotyny	mg/dm^3	0,0–0,03	0,000–0,012	0,001–0,018	0,000–0,010
Amoniak	mg/dm^3	0–1	0,020–0,925	0,000–0,478	0,023–0,800
Fluorki	mg/dm^3	0,05–0,5	0,10–0,34	0,10–0,32	0,05–0,23
Fosforany	mg/dm^3	0,01–1,0	0,05–1,00	0,43–1,00	0,12–1,00
Wapń	mg/dm^3	2–200	61,22–143,23	65,80–103,45	71,20–99,98
Magnez	mg/dm^3	0,5–30	12,09–27,01	13,60–21,95	13,32–21,12
Sód	mg/dm^3	1–60	4,20–27,10	3,60–8,40	4,84–24,33
Potas	mg/dm^3	0,5–10	1,20–7,00	0,82–1,60	1,17–3,84
Żelazo	mg/dm^3	0,02–5	–	–	0,06–1,10
Mangan	mg/dm^3	0,01–0,4	–	–	0,076–0,102
Cynk	mg/dm^3	0,005–0,050	–	–	0,018–0,635
Chrom	mg/dm^3	0,00010–0,0100	–	–	0,002–0,005
Miedź	mg/dm^3	0,001–0,020	–	–	0,0006–0,0050
Glin	mg/dm^3	0,05–0,10	–	–	0,0004–0,0100

Objaśnienia gwiazdek znajdują się pod tabelą 12.

Najbardziej zbliżone do naturalnego jest tło hydrogeochemiczne w wodach warstwy międzyglinowej dolnej oraz podglinowej.

Z analizy danych wynika, że w zlewni Biebrzy, w obrębie poszczególnych głównych typów budowy geologicznej nie ma obszarów różniących się pod względem stężeń analizowanych wskaźników w określonym przedziale czasowym (brak jest ściśle wyodrębniających się regionów anomalnych), zatem wyznaczone aktualne tła hydrogeochemiczne są reprezentatywne dla całego regionu.

Tabela 15

Zakres tła hydrogeochemicznego wód poziomu podglinowego i paleogeńsko-neogeńskiego

Wskaźnik	Jednostka	Tło hydro-geochemiczne*	Tło hydrogeochemiczne		
			1951–1980**	1981–2000**	2001–2017
Odczyn pH	–	6,5–8,5	7,00–7,50	–	7,02–7,64
PEW	mS/cm	200–700	–	–	420,0–771,9
Sucha pozostałość	mg/dm^3	brak	236,8–380,4	–	264,0–587,0
Zasadowość	mval/dm^3	brak	3,18–8,20	–	4,22–8,22
Utlenialność	mgO_2/dm^3	brak	0,69–5,01	–	0,68–4,56
Wodorowęglany	mg/dm^3	60–360	251,90–308,60	–	251,92–430,60
Siarczany	mg/dm^3	5–60	0,00–46,50	–	0,25–82,20
Chlorki	mg/dm^3	2–60	1,10–33,50	–	3,15–34,02
Azotany	mg/dm^3	0–5	0,00–3,85	–	0,00–1,29
Azotyny	mg/dm^3	0,0–0,03	0,000–0,005	–	0,000–0,005
Amoniak	mg/dm^3	0–1	0,040–0,426	–	0,026–0,922
Fluorki	mg/dm^3	0,05–0,5	0,10–0,21	–	0,05–0,29
Fosforany	mg/dm^3	0,01–1,0	0,05–1,00	–	0,05–0,29
Wapń	mg/dm^3	2–200	62,98–117,98	–	54,68–104,18
Magnez	mg/dm^3	0,5–30	13,01–23,90	–	12,82–24,35
Sód	mg/dm^3	1–60	4,80–9,51	–	5,24–28,4
Potas	mg/dm^3	0,5–10	0,96–1,79	–	1,32–7,74
Żelazo	mg/dm^3	0,02–5	–	–	0,06–1,50
Mangan	mg/dm^3	0,01–0,4	–	–	0,09–0,10
Cynk	mg/dm^3	0,005–0,050	–	–	0,005–0,635
Chrom	mg/dm^3	0,00010–0,0100	–	–	0,002–0,005
Miedź	mg/dm^3	0,001–0,020	–	–	0,0003–0,0050
Glin	mg/dm^3	0,05–0,10	–	–	0,0003–0,0100

Objaśnienia gwiazdek znajdują się pod tabelą 12.

WYNIKI BADAŃ IZOTOPOWYCH

Pobrane, w ramach dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Biebrzy (Filar i in., 2018), próbki wód z czterech otworów studziennych (2250021, 2250046, 2220009, 2210056) reprezentują czwartorzędowe poziomy wodonośne, natomiast próbka z otworu 2200061 – piętro paleogeńsko-neogeńskie. Wyniki badań izotopowych trytu (Tab. 16) korelują się w studniach (2250021, 2250046 i 2210056) ujmujących poziom międzyglinowy górny oraz spągowe fragmenty pierwszego poziomu wodonośnego z wynikami badań oznaczeń trytu wykonanych w latach 2004–2006, w ramach działalności PSH. Badania te wykonano w niemal 600 punktach sieci krajowej monitoringu wód podziemnych (Nowicki, 2004, 2005, 2006). Przyjmując, że wzrost stężeń trytu jest związany z jego dopływem w okresie prowadzenia prób z bronią jądrową, średni czas wymiany wód w przedziale głębokości 30–40 m wynosi ok. 50 lat. Wyniki ówczesnych badań pokazują, że zakres głębokościowy występowania trytu powyżej poziomu oznaczalności (±0,5 T.U.) w wodach podziemnych w Polsce, stwierdzony na podstawie badań monitoringowych, nie przekracza 400 m (Nowicki i in., 2015). Obecnie średnie stężenie trytu w atmosferze wynosi 10,7 T.U. przy zmienności sezonowej 1,0 T.U. (Duliński i in., 2014).

Analizując wyniki badań monitoringowych na tle oznaczeń w poszczególnych studniach należy stwierdzić, że w otworach czwartorzędowych o stropie oscylującym na głębokości 34,0–35,0 p.p.t. średnie stężenia trytu wahały się od 4,5 do 5 T.U. (Nowicki i in., 2015). Na tym tle, wszystkie badane otwory czwartorzędowe reprezentują wartości znacząco niższe. Tym samym należy założyć, że wody w tych poziomach wodonośnych są efektem mieszania się wód współczesnych z wodami głębszych poziomów wodonośnych. Przy skali rozpoznania warunków hydrogeologicznych niemożliwa jest wiarygodna ocena proporcji mieszania.

Zawartość δ18O mieści się idealnie w wartościach średnich rocznych wynoszących dla Polski Centralnej od –10,2 do –9,8‰ (D'Obyrn i in., 1997). Analizując wartości δ18O można stwierdzić tylko, że wody we wszystkich analizowa-

Tabela 16

Wyniki badań izotopowych

Numer na mapie dokumentacyjnej	Numer otworu w Banku HYDRO	3H [TU]	δ^2H_{VSMOW} [%]	$\delta^{18}O_{VSMOW}$ [%]	Strop poziomu wodonośnego [m p.p.t.]	Miąższość warstw izolacyjnych [m]	Pionowy czas przesączania [lata]
1	2250021	0,687 ± 0,022	–74,7	–10,53	34,0	33,0	418,8
2	2250046	3,265 ± 0,349	–75,6	–10,55	49,0	47,0	183,3
3	2220009	0,495 ± 0,012	–71,3	–9,70	34,0	12,0	2,3
4	2200061	0,170 ± 0,02	–73,3	–10,47	35,0	23,0	102,4
5	2210056	1,648 ± 0,210	–71,0	–9,94	147,0	140,0	672,7

nych poziomach wodonośnych są z dużym prawdopodobieństwem wieku holoceńskiego.

Zgodnie z rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dnia 7 grudnia 2017 r. w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi pobrana woda spełnia wymagania radiologiczne, jakim powinna odpowiadać woda przeznaczona do spożycia przez ludzi.

ODNAWIALNOŚĆ ZASOBÓW WÓD PODZIEMNYCH

Ocena odnawialności zasobów wód podziemnych jest jednym z ważniejszych elementów w procesie ustalania zasobów dyspozycyjnych tych wód w obszarach bilansowych.

Odnawialność zasobów wód podziemnych w obszarze bilansowym, jakim jest zlewnia Biebrzy, można utożsamiać z infiltracją efektywną generującą równy jej odpływ podziemny do rzek. W tym sensie średni z wielolecia odpływ podziemny do rzek równy jest średniej z wielolecia infiltracji efektywnej. Tym samym odpływ podziemny do rzek zlewni Biebrzy jest miarą odnawialności zasobów wód podziemnych na jej obszarze.

Podstawowymi danymi wejściowymi, przy ustalaniu zasobów odnawialnych wód podziemnych zlewni Biebrzy, były niskie miesięczne przepływy rzeczne określone dla wielolecia 1981–2010, w którym występowały cykle hydrologiczne o różnej zasobności, tj. występowały zarówno lata posuszne i mokre, w związku z czym wielolecie można uznać jako normalne. Jest to również wielolecie rekomendowane do ustalania zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych wód podziemnych (Herbich i in., 2013).

Na potrzeby obliczeń zasobów odnawialnych jako granicę systemu zlewniowego przyjęto wododziały zlewni hydrograficznych, zamkniętych przekrojami wodowskazowym o kontrolowanym przepływie rzecznym w okresie wielolecia 1981–2010. Takich posterunków wodowskazowych jest 20 (Tab. 17). Na rzece Biebrzy są to: Sztabin, Burzyn, Dębowo,

Tabela 17

Wartości przepływów SMNQ dla średniego, z 30-lecia 1981–2010, odpływu podziemnego do rzek uzyskanych metodą Wundta (m^3/s)

Lp.	Nazwa rzeki	Posterunek wodowskazowy	Powierzchnia zlewni bilansowej	Odpływ podziemny w zlewni bilansowej wg Wundta	Moduł odpływu podziemnego wg Wundta	
			A [km^2]	[m^3/s]	[$m^3/d \cdot km^2$]	[$l/s \cdot km^2$]
1	Biebrza	Sztabin	853,14	2,862	289,84	3,35
2		Dębowo	2322,99	8,062	299,85	3,47
3		Stare Dolistowo*	3065,02	10,692	301,40	3,49
4		Osowiec	4369,16	17,152	339,18	3,93
5		Burzyn	6928,87	27,947	348,49	4,03
6	Brzozówka	Karpowicze	653,39	1,583	209,33	2,42
7	Ełk	Małe Wronki	259,69	1,697	564,60	6,53
8		Ełk	829,07	4,615	480,94	5,57
9		Prostki	1165,65	6,634	491,72	5,69
10		Przechody	1469,76	8,309	488,45	5,65
11	Jastrzębianka	Jastrzębna**	75,58	0,183	209,20	2,42
12	Jegrznia (Lega)	Chełchy	393,75	1,428	313,34	3,63
13		Kucze	589,54	2,074	303,95	3,52
14		Rajgród	746,52	2,413	279,27	3,23
15		Woźnawieś	849,47	3,777	384,16	4,45
16	Netta	Raczki	298,69	1,862	538,61	6,23
17		Białobrzegi	965,42	3,852	344,73	3,99
18	Sidra	Harasimowicze	263,17	0,638	209,46	2,42
19	Szczeberka	Szczebra	347,87	0,656	162,93	1,89
20	Wissa	Czachy	484,97	1,445	257,43	2,98

* wielolecie 1982–2011
** wielolecie 1980–2009

Tabela 18

Odpływ podziemny do rzek ze zlewni Biebrzy w poszczególnych rejonach wodnogospodarczych wg metody Wundta w wieloleciu 1981–2010

Lp.	Symbol rejonu wodnogospodarczego	Nazwa rejonu wodnogospodarczego	Rzeka	Przekrój wodowskazowy	Pow. zlewni różnicowej	Pow. rejonu wodnogospodarczego	Odpływ podziemny w zlewni różnicowej	Odpływ podziemny w rejonie wodnogospodarczym		Moduł odpływu podziemnego wg Wundta
					A	A(*RWG*)	*QG*	*QG*(*RWG*)		–
					km^2	km^2	m^3/s	m^3/s	m^3/d	m^3/d·km^2
1	Z-11-A	Zlewnia górnej Biebrzy	Biebrza	Sztabin–Jastrzębna	777,56	621,21	2,68	2,14	184 923	298
2	Z-11-B	Zlewnia Biebrzy we wschodniej części Kotliny Biebrzańskiej	Biebrza	Dębowo–Harasimowicze–Białobrzegi	1094,40	524,89	3,57	1,71	148 019	282
3	Z-11-C	Zlewnia Biebrzy w centralnej części Kotliny Biebrzańskiej	Biebrza	Osowiec–Woźnawieś–Dębowo	1196,70	647,16	5,31	2,87	248 245	384
4	Z-11-D	Zlewnia Biebrzy w zachodniej części Kotliny Biebrzańskiej	Biebrza	Burzyn–Osowiec–Czachy	2074,74	536,36	9,35	2,42	208 842	389
5	Z-11-E	Zlewnia górnej Netty	Netta	Raczki	298,69	385,93	1,86	2,41	207 865	539
6	Z-11-F	Zlewnia środkowej Netty	Netta	Białobrzegi–Raczki	666,73	576,95	1,99	1,72	148 784	258
7	Z-11-G	Zlewnia dolnej Netty	Netta	Białobrzegi–Raczki–Szczebra	318,86	228,14	1,33	0,95	82 465	361
8	Z-11-H	Zlewnia Brzozówki	Brzozówka	Karpowicze	653,39	650,91	1,58	1,58	136 252	209
9	Z-11-I	Zlewnia górnej Legi (Jegrzni)	Lega (Jegrznia)	Chełchy	393,75	407,35	1,43	1,48	127 641	313
10	Z-11-J	Zlewnia dolnej Legi (Jegrzni)	Lega (Jegrznia)	Rajgród–Chełchy	352,77	427,70	0,99	1,19	103 180	241
11	Z-11-K	Zlewnia górnego Ełku	Ełk	Ełk	829,07	979,74	4,62	5,45	471 200	481
12	Z-11-L	Zlewnia dolnego Ełku	Ełk	Przechody–Ełk	640,69	447,24	3,69	2,58	222 794	498
13	Z-11-M	Zlewnia Wissy	Wissa	Czachy	484,97	628,54	1,45	1,87	161 808	257
Razem w zlewni Biebrzy Z-11			–	–	–	**7062,12**	–	**28,38**	**2 452 017**	**347**

Tabela 19

Zestawienie wielkości drenażu ewapotranspiracyjnego *ETD* wyznaczonego metodą szacunkową w zlewni Biebrzy

Lp.	Nazwa wodowskazu	Rzeka	Powierzchnia zlewni bilansowej *A* [km^2]	*ETD* [m^3/s]	Powierzchnia obszarów okresowo i stale podmokłych w obrębie tarasów niskich *Ad* [km^2]	Moduł *ETD* dla *Ad* [m^3/s km^2]
1	Białobrzegi	Netta	965,42	0,697	187,46	0,004
2	Burzyn	Biebrza	6928,87	7,725	2015,91	0,004
3	Chełchy	Jegrznia (Lega)	393,75	0,451	33,02	0,014
4	Czachy	Wissa	484,97	0,388	65,67	0,006
5	Dębowo	Biebrza	2322,99	1,662	708,21	0,002
6	Ełk	Ełk	829,07	1,424	137,07	0,010
7	Harasimowicze	Sidra	263,17	0,208	21,75	0,010
8	Jastrzębna	Jastrzębianka	75,58	0,072	59,14	0,001
9	Karpowicze	Brzozówka	653,39	0,461	79,91	0,006
10	Kucze	Jegrznia (Lega)	589,54	0,616	95,26	0,006
11	Małe Wronki	Ełk	259,69	0,573	38,27	0,015
12	Osowiec	Biebrza	4369,16	4,935	1173,32	0,004
13	Prostki	Ełk	1165,65	1,781	205,63	0,009
14	Przechody	Ełk	1469,76	2,493	293,87	0,008
15	Raczki	Netta	298,69	0,301	28,50	0,011
16	Rajgród	Jegrznia (Lega)	746,52	0,710	135,31	0,005
17	Stare Dolistowo	Biebrza	3065,02	2,578	786,42	0,003
18	Szczebra	Szczeberka	347,87	0,168	72,53	0,002
19	Sztabin	Biebrza	853,14	0,758	260,21	0,003
20	Woźnawieś	Jegrznia (Lega)	849,47	1,408	156,18	0,009

Stare Dolistowo (dostępne dane od 1982 r.), Osowiec i Burzyn, na rzece Brzozówka – Karpowicze, na rzece Ełk – Małe Wronki, Ełk, Prostki i Przechody, na rzece Jastrzębianka – Jastrzębna (dostępne dane do 2009 r.), na rzece Jegrzni (Legi) – Chełchy, Kucze, Rajgród i Woźnawieś, na rzece Netta – Raczki, Białobrzegi, na rzece Sidra – Harasimowicze, na rzece Szczeberka – Szczebra i na rzece Wissa – Czachy (Ryc. 29).

Do obliczenia odpływu podziemnego rzek (*QG*) posłużono się metodami opartymi na analizie statystycznej przepływów niskich miesięcznych *MNQ* rejestrowanych w przekrojach wodowskazowych rzek.

Średnią wieloletnią wartość przepływu rzek pochodzącą z zasilania podziemnego określono metodą Wundta. W tej metodzie określa się zasilanie podziemne *QG* rzek jako wartość średnią arytmetyczną *SMNQ* dla zbioru i-tych wartości *MNQ* z wielolecia obejmującego *n* – miesięcy.

$$QG \underset{def.}{=} SMNQ = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} MNQ_i$$

Otrzymane wyniki przeliczono na zlewnie różnicowe, a następnie na rejony wodnogospodarcze (*RWG*) (Tab. 18). Odpływ podziemny liczony tą metodą w rejonach wodnogospodarczych zawiera się w przedziale od 82 465 m^3/d (Z-11 G) do 471 200 m^3/d (Z-11 K). Wartość modułowa odpływu wynosi od 209 m^3/d · km^2 w zlewni Brzozówki (Z-11 H) do 539 m^3/d · km^2 w zlewni górnej Netty (Z-11 E). Odpływ podziemny średni dla całego rejonu bilansowego zlewni Biebrzy wynosi 2 452 017 m^3/d, co daje moduł odpływu z całej zlewni 347 m^3/d · km^2. Wyniki te uznano jako referencyjne do wyników uzyskanych metodą modelowania matematycznego.

Składnikiem zasobów odnawialnych wód podziemnych jest również drenaż ewapotranspiracyjny w dolinach rzecznych (*ETD*). Ocena wielkości takiego drenażu jest jednak bardzo trudna i w niniejszej pracy posłużono się metodą szacunkową, zaproponowaną w „Metodyce…" (Herbich i in., 2013). Zakłada ona, że różnica w zasilaniu podziemnym rzek w półroczu letnim i zimowym wynika ze strat na drenaż ewapotranspiracyjny wód gruntowych tarasu niskiego doliny rzecznej:

$$ETD_{R30} = 0{,}5\ (NMQ_{Z30}(50\%) - NMQ_{L30}(50\%))$$

Oszacowanym wartościom *ETD* można przypisać więc głównie sens jakościowy, a w mniejszym stopniu sens ilościowy. W tabeli 19 przedstawiono wyniki obliczeń *ETD* dla wodowskazów znajdujących się w zlewni Biebrzy.

Przy tak przyjętej metodyce zasoby odnawialne zlewni Biebrzy obliczone metodą hydrologiczną (Tab. 20) wyniosły 2 880 222 m^3/d. Najwyższą wartością zasobów odnawialnych wód podziemnych, ustalonych metodą hydrologiczną, charakteryzuje się rejon wodnogospodarczy zlewni górnego Ełku (496 tys. m^3/d). Natomiast najniższymi zasobami odnawialnymi charakteryzuje się rejon wodnogospodarczy zlewni dolnej Netty (87 tys. m^3/d).

Natomiast zasoby dyspozycyjne wód podziemnych w zlewni stanowią część zasobów, którą można z niej odprowadzić bez naruszenia interesów użytkowników wód powierzchniowych, czyli uwzględniając wartość przepływu nienaruszalnego rzek (*Qnh*). Zgodnie z „Metodyką…" (Herbich i in., 2013) zasoby dyspozycyjne (*ZD*) traktujemy jako średni z wielolecia 1981–2010 odpływ podziemny (*QG*) do rzek pomniejszony o przepływ nienaruszalny (*Qnh*).

$$ZD = QG - Qnh$$

Wyniki obliczeń zasobów dyspozycyjnych metodą hydrologiczną w rejonach wodnogospodarczych zlewni Biebrzy zestawiono w tabeli 21. Zasoby dyspozycyjne w zlewni Biebrzy wyznaczone metodą hydrologiczną wynoszą 1 796 700 m^3/d, co stanowi 62% zasobów odnawialnych. Moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi 254,41 $m^3/d \cdot km^2$, czyli 2,94 $l/s \cdot km^2$.

Tabela 20

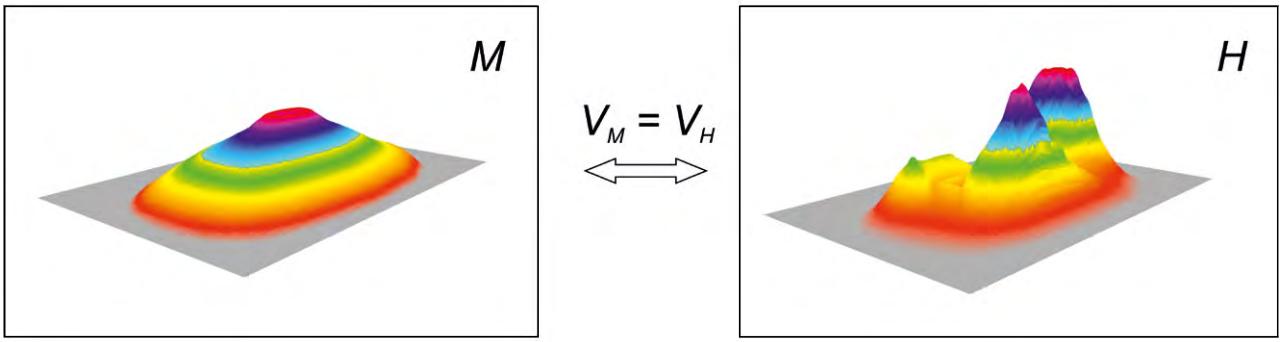
Zestawienie wyników obliczeń zasobów odnawialnych metodą hydrologiczną dla średniego wielolecia 1981–2010

Lp.	Symbol rejonu wodnogospodarczego	Nazwa rejonu wodnogospodarczego	Rzeka	Przekrój wodowskazowy	Pow. zlewni różnicowej	Pow. rejonu wodnogospodarczego	Zasoby odnawialne wód podziemnych rejonu wodnogospodarczego	
					A	*A* (*RWG*)	*ZO* (*RWG*)	*ZO* (*RWG*)
					km^2	km^2	m^3/s	m^3/d
1	Z-11-A	Zlewnia górnej Biebrzy	Biebrza	Sztabin–Jastrzębna	777,56	621,21	2,25	194 656
2	Z-11-B	Zlewnia Biebrzy we wschodniej części Kotliny Biebrzańskiej	Biebrza	Dębowo–Harasimowicze–Białobrzegi	1094,40	524,89	2,43	210 227
3	Z-11-C	Zlewnia Biebrzy w centralnej części Kotliny Biebrzańskiej	Biebrza	Osowiec–Woźnawieś–Dębowo	1196,70	647,16	4,65	402 123
4	Z-11-D	Zlewnia Biebrzy w zachodniej części Kotliny Biebrzańskiej	Biebrza	Burzyn–Osowiec–Czachy	2074,74	536,36	3,75	323 754
5	Z-11-E	Zlewnia górnej Netty	Netta	Raczki	298,69	385,93	2,53	218 805
6	Z-11-F	Zlewnia środkowej Netty	Netta	Białobrzegi–Raczki	666,73	576,95	1,81	156 614
7	Z-11-G	Zlewnia dolnej Netty	Netta	Białobrzegi–Raczki–Szczebra	318,86	228,14	1,00	86 806
8	Z-11-H	Zlewnia Brzozówki	Brzozówka	Karpowicze	653,39	650,91	1,66	143 423
9	Z-11-I	Zlewnia górnej Legi (Jegrzni)	Lega (Jegrznia)	Chełchy	393,75	407,35	1,56	134 358
10	Z-11-J	Zlewnia dolnej Legi (Jegrzni)	Lega (Jegrznia)	Rajgród–Chełchy	352,77	427,70	1,26	108 611
11	Z-11-K	Zlewnia górnego Ełku	Ełk	Ełk	829,07	979,74	5,74	495 999
12	Z-11-L	Zlewnia dolnego Ełku	Ełk	Przechody–Ełk	640,69	447,24	2,71	234 520
13	Z-11-M	Zlewnia Wissy	Wissa	Czachy	484,97	628,54	1,97	170 324
Razem w zlewni Biebrzy Z-11			–	–	–	**7062,12**	**33,34**	**2 880 222**

Tabela 21

Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych na obszarze zlewni Biebrzy obliczone metodą hydrologiczną

Lp.	Symbol rejonu wodnogospodarczego	Nazwa rejonu wodnogospodarczego	Rzeka	Przekrój wodowskazowy	Pow. zlewni różnicowej	Pow. rejonu wodnogospodarczego	Odpływ podziemny do rzek w rejonie wodnogospodarczym (Wundt)	Przepływ nienaruszalny wg RZGW w rejonie wodnogospodarczym	Zasoby dyspozycyjne $ZD = QG - Qnh$	
					A	*A* (*RWG*)	*QG* (*RWG*)	*Qnh*	*ZD*	
					km^2	km^2	m^3/s	m^3/s	m^3/s	m^3/d
1	Z-11-A	Zlewnia górnej Biebrzy	Biebrza	Sztabin–Jastrzębna	777,56	621,21	2,14	0,488	1,65	142 784
2	Z-11-B	Zlewnia Biebrzy we wschodniej części Kotliny Biebrzańskiej	Biebrza	Dębowo–Harasimowicze–Białobrzegi	1094,40	524,89	1,71	0,081	1,63	140 999
3	Z-11-C	Zlewnia Biebrzy w centralnej części Kotliny Biebrzańskiej	Biebrza	Osowiec–Woźnawieś–Dębowo	1196,70	647,16	2,87	0,172	2,70	233 363
4	Z-11-D	Zlewnia Biebrzy w zachodniej części Kotliny Biebrzańskiej	Biebrza	Burzyn–Osowiec–Czachy	2 074,74	536,36	2,42	0,484	1,93	167 029
5	Z-11-E	Zlewnia górnej Netty	Netta	Raczki	298,69	385,93	2,41	1,475	0,93	80 415
6	Z-11-F	Zlewnia środkowej Netty	Netta	Białobrzegi–Raczki	666,73	576,95	1,72	0,392	1,33	114 915
7	Z-11-G	Zlewnia dolnej Netty	Netta	Białobrzegi–Raczki–Szczebra	318,86	228,14	0,95	0,139	0,82	70 452
8	Z-11-H	Zlewnia Brzozówki	Brzozówka	Karpowicze	653,39	650,91	1,58	0,328	1,25	107 934
9	Z-11-I	Zlewnia górnej Legi (Jegrzni)	Lega (Jegrznia)	Chełchy	393,75	407,35	1,48	0,494	0,98	84 975
10	Z-11-J	Zlewnia dolnej Legi (Jegrzni)	Lega (Jegrznia)	Rajgród–Chełchy	352,77	427,70	1,19	0,269	0,93	79 926
11	Z-11-K	Zlewnia górnego Ełku	Ełk	Ełk	829,07	979,74	5,45	2,001	3,45	298 341
12	Z-11-L	Zlewnia dolnego Ełku	Ełk	Przechody–Ełk	640,69	447,24	2,58	0,390	2,19	189 083
13	Z-11-M	Zlewnia Wissy	Wissa	Czachy	484,97	628,54	1,87	0,872	1,00	86 484
Razem w zlewni Biebrzy Z-11			–	–	–	**7062,12**	**28,38**	**7,58**	**20,80**	**1 796 700**



Ryc. 95. Graficzna prezentacja metody przekształcenia stałoobjętościowego

Ostateczną wielkością zatwierdzanych zasobów (odnawialnych i dyspozycyjnych), zgodnie z „Metodyką…" (Herbich i in., 2013), są zasoby obliczone na modelu numerycznym.

Do odwzorowania systemu krążenia wód podziemnych wykonano model numeryczny obejmujący powierzchnię 8981,2 km². Powiększenie obszaru badań, poza granice dokumentowanej zlewni, miało na celu zmniejszenie numerycznego oddziaływania warunku brzegowego na tej granicy na położenie obliczanego zwierciadła wód podziemnych na obszarze samej zlewni.

Warunkiem brzegowym o podstawowym znaczeniu dla modelu przepływu wód podziemnych jest zasilanie infiltracyjne, formujące zasoby wód podziemnych w analizowanym systemie hydrogeologicznym. Przy zastosowanym modelu przepływu, ustalonym w czasie, wartości warunków brzegowych mają sens wartości średnich dla wielolecia. Przyjęto więc, że miarą średniego rocznego zasilania infiltracyjnego na obszarze badań modelowych jest średni roczny z wielolecia odpływ podziemny do rzek z tego obszaru. W takim przypadku infiltracja efektywna jest rozumiana jako średnia dobowa z wielolecia wartość infiltracji generująca równy jej odpływ podziemny do rzek, także rozumiany jako wartość średnia dobowa z tego samego wielolecia.

W skali regionalnej dla badań modelowych istotne znaczenie ma infiltracja efektywna określona nie tylko jako wartość całkowita ale przedstawiona przede wszystkim jako rozkład przestrzenny tego zasilania. Taki rozkład, formujący zasoby wód podziemnych w systemie hydrogeologicznym zlewni Biebrzy, uzyskano dzięki wykorzystaniu metody przekształcenia stałoobjętościowego (Śmietański, 2012).

Przekształcenie stałoobjętościowe danej bryły (*M*) zmienia kształt jej powierzchni tworząc nową powierzchnię (*H*) przy zachowaniu takiej samej objętości. Funkcją sterującą tym przekształceniem jest funkcja będąca iloczynem dowolnych funkcji wagowych, należących do tej samej klasy. Objętość (*V*) jest niezmiennikiem tego przekształcenia (Ryc. 95). Definicja przekształcenia stałobjętościowego znajduje się w artykule „Zastosowanie przekształcenia stałoobjetościowego do oceny odnawialności zasobów wód podziemnych wschodniej części pojezierza pomorskiego" (Śmietański, 2012).

Metoda przekształcenia objętościowego, w przypadku zlewni Biebrzy, jest oparta na założeniu równości między wartością infiltracji efektywnej a wartością średniego z wielolecia odpływu podziemnego do rzek. Przyjęto więc, że miarą średniego rocznego zasilania infiltracyjnego na obszarze badań modelowych jest średni roczny z wielolecia odpływ podziemny do rzek z tego obszaru.

Rozkład przestrzenny infiltracji efektywnej, obliczany na podstawie modułu odpływu podziemnego do rzek, jest sterowany czynnikami wagowymi, którymi w tym przypadku były geologia utworów powierzchniowych, rozkład średniej z wielolecia wysokości rocznych opadów oraz zagospodarowanie terenu.W przypadku gdy funkcją wagową była litologia utworów powierzchniowych oraz zagospodarowanie terenu poszczególnym wydzieleniom przypisano wartości wagowe charakteryzujące ich zdefiniowaną względną podatność na infiltrację (Tab. 22, 23).

W celu określenia przestrzennego rozkładu infiltracji efektywnej na obszarze zlewni Biebrzy jako funkcję wagową wykorzystano również rozkład średniej z wielolecia wysokości opadów, określonych na podstawie udostępnionych przez IMGW-PIB danych z posterunków zlokalizowanych w jej granicy (IMGW-PIB, 2018). W tym przypadku waga (*P*) przypisana do danego punktu jest reprezentowana wprost przez wielkość opadów w tym punkcie.

Przy tak przyjętych powyżej założeniach formułę przekształcenia stałoobjętościowego, w przypadku zastosowania jej do uzyskania rozkładu przestrzennego zasilania infiltracyjnego na obszarze zlewni Biebrzy, można zapisać w postaci:

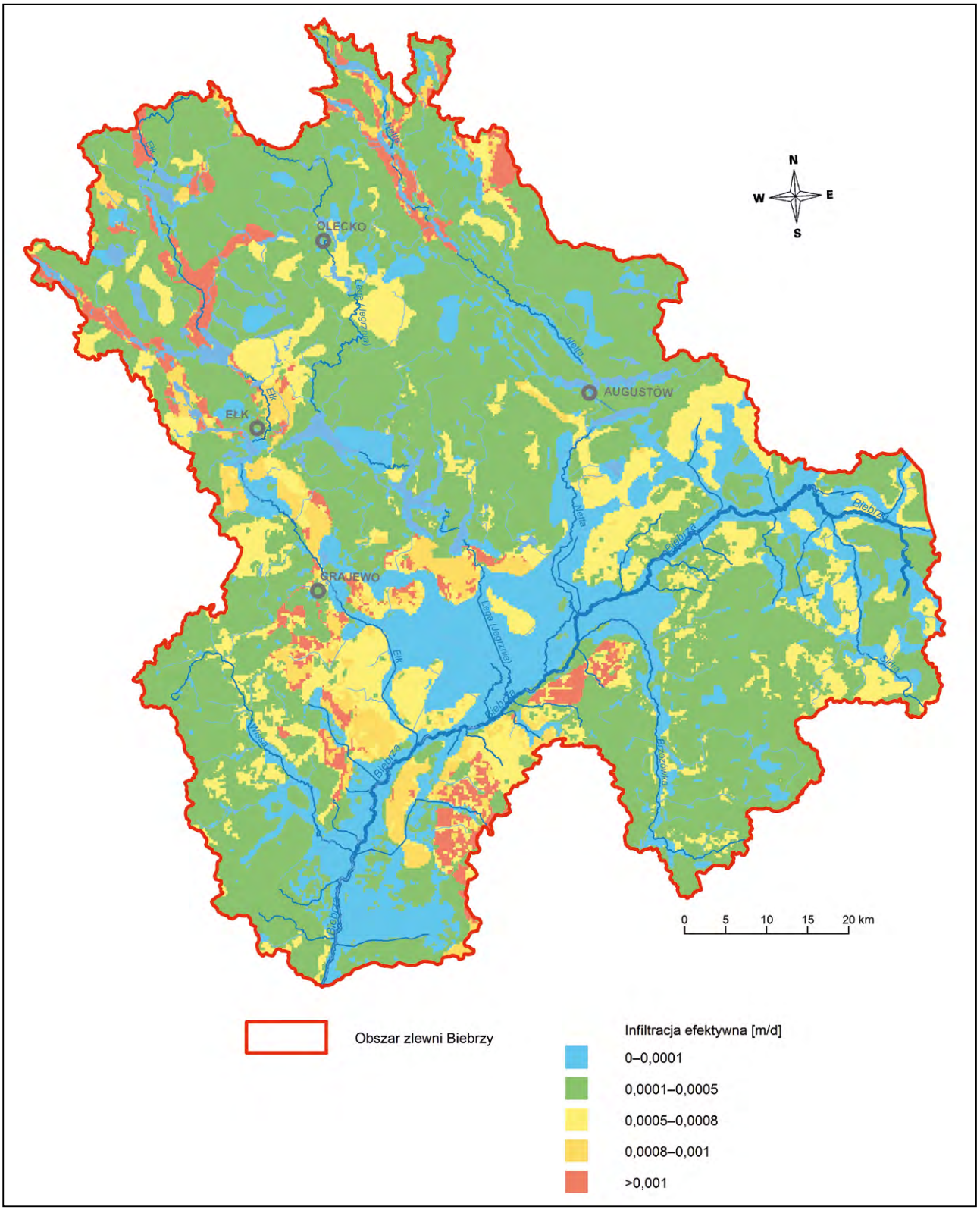
$$I_e(x,y) = \frac{LIT(x,y)\ P(x,y)\ CLC\ (x,y)}{<LIT(x,y)\ P(x,y)\ CLC\ (x,y)>} M_{QG}$$

gdzie:
$Ie(x,y)$ – średnia z wielolecia wartość infiltracji efektywnej w punkcie (x, y) obszaru bilansowego w granicach zlewni;
$LIT(x,y)$ – wartość wagowa wydzielenia litologicznego w danym punkcie;
$P(x,y)$ – wartość wagowa opadów w danym punkcie;
$CLC(x,y)$ – wartość wagowa zagospodarowania terenu w danym punkcie;
$<LIT(x,y)\ P(x,y)\ CLC\ (x,y)>$ – średnia wartość iloczynu funkcji wagowych $LIT(x,y)$, $P(x,y)$ i $CLC(x,y)$ w granicach danego obszaru bilansowego na obszarze zlewni;
M_{QG} – moduł średniego z wielolecia odpływu podziemnego do rzek z danego obszaru bilansowego.

Rozkład przestrzenny infiltracji efektywnej na obszarze zlewni Biebrzy, obliczony wg formuły przekształcenia stałoobjętościowego, przedstawiono na rycinie 96.

Średnia wartość infiltracji efektywnej na obszarze zlewni Biebrzy, o rozkładzie przedstawionym na rycinie 96 wynosi 127 mm/rok. Przy średniej z wielolecia wysokości opadów na tym obszarze wynoszącej 598 mm/rok, średni współczynnik infiltracji dla tego obszaru wynosi 21%.

Zasoby odnawialne wód podziemnych, ustalone ostatecznie według obliczeń modelowych, wynoszą dla obszaru



Ryc. 96. Rozkład przestrzenny zasilania infiltracyjnego na obszarze zlewni Biebrzy

Tabela 22

Wagi przypisane poszczególnym wydzieleniom litologicznym (wydzielenia wg Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000)

Nr wydzielenia	Opis wydzielenia	Waga (LIT)
1	Jeziora i główne rzeki	0
2	Torfy i namuły	0,2
3	Iły, mułki i piaski zastoiskowe	0,5
4	Piaski i mułki jeziorne	1
5	Piaski, żwiry i mułki rzeczne	2
6	Gliny zwałowe, ich zwietrzeliny oraz piaski i żwiry lodowcowe	3
7	Żwiry, piaski, głazy i gliny moren czołowych	6
8	Piaski, mułki i żwiry ozów	7
9	Piaski i mułki kemów	8
10	Piaski eoliczne, lokalnie w wydmach	8
11	Piaski i żwiry sandrowe	10

bilansowego zlewni Biebrzy 2 453 297 m³/d, co przy powierzchni równej 7062,12 km² daje moduł 347 m³/d · km². Są one niższe o około 15% od wielkości zasobów ustalonych metodą hydrologiczną.

Tabela 23

Wagi przypisane poszczególnym wydzieleniom pokrycia terenu (wydzielenia wg CORINE LAND COVER, 2018)

Nr wydzielenia	Opis wydzielenia	Waga (CLC)
1	zbiorniki wodne	0
2	bagna	1
3	tereny przemysłowe	1
4	zabudowa miejska luźna	3
5	odkrywki i hałdy	5
6	tereny sportowe i wypoczynkowe	6
7	łąki	7
8	tereny zielone	7
9	lasy	8
10	grunty orne	10

Najwyższą wartość zasobów odnawialnych ustalono dla rejonu wodnogospodarczego zlewni górnej Netty (moduł 535 m³/d · km²), górnego Ełku (moduł 481 m³/d · km²) oraz dolnego Ełku (moduł 498 m³/d · km²). Natomiast najniższymi zasobami odnawialnymi charakteryzuje się zlewnia Brzozówki (moduł 210 m³/d · km²).

UWARUNKOWANIA ŚRODOWISKOWE W WYZNACZANIU ZASOBÓW DYSPOZYCYJNYCH WÓD PODZIEMNYCH

Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych ustala się w przypadku określania stopnia zagospodarowania zasobów wodnych i stanu dostępnych rezerw zasobowych w regionie wodnym, zlewni lub obszarze bilansowym, rozpoznawania terenów perspektywicznych do budowy ujęć wód podziemnych, optymalizacji rozrządu zasobów w obszarach o intensywnym poborze wód podziemnych, wykonywania bilansu wodnogospodarczego w celu ustalenia/aktualizacji warunków korzystania z wód regionu wodnego lub zlewni. Definicja zasobów dyspozycyjnych zawiera wymóg, w procedurze oceny ich ilości, stosowania kryteriów hydrogeologicznych i środowiskowych, ograniczających stopień sczerpania zasobów odnawialnych.

KRYTERIA HYDROGEOLOGICZNE

Kryteria hydrogeologiczne są związane z warunkami budowy geologicznej, głównie rozprzestrzenieniem i parametrami warstw wodonośnych oraz warstw je izolujących, z warunkami geomorfologicznymi, usytuowaniem stref oraz intensywnością przebiegu procesów zasilania i drenażu wód podziemnych, a także z chemizmem wód.

Kryteria te, przy wielkości eksploatacji wód podziemnych w zlewni w wysokości zasobów dyspozycyjnych, powinny umożliwiać zachowanie:

- dopuszczalnego natężenia dopływów bocznych z sąsiednich zlewni. Brak jest, jak dotychczas, określonych zasad metodycznych dotyczących liczbowej charakterystyki zmian struktury bilansu. W praktyce stosuje się górne ograniczenie wzrostu dopływów brzegowych na poziomie ok. 25%, odnoszone do modelu stanów aktualnych (Herbich i in., 2013). Kryterium to z reguły działa ograniczająco na symulowaną wielkość zasobów dyspozycyjnych poprzez wymuszanie lokalizacji punktów poboru z dala od granic modelu.
- dopuszczalnego natężenia przepływów poziomych i międzywarstwowych. Kryterium to ma na celu ograniczenie współdziałania ujęć (rzeczywistych i symulowanych jako dodatkowy pobór) do dopuszczalnego poziomu (szczególnie dotyczy to dużych ujęć komunalnych). Ma ono również na celu niedopuszczenie do istotnych zmian składu chemicznego wody w wyniku ascenzji lub ingresji wód słonych bądź zdegradowanych.

OGRANICZENIA PRZYRODNICZO-EKOLOGICZNE

Kryteria środowiskowe (przyrodniczo-środowiskowe) powinny zapewnić zachowanie odpowiednich warunków wodnych ekosystemom lądowym zależnym od wód podziemnych w warunkach poboru wód w wysokości wnioskowanych do zatwierdzenia zasobów dyspozycyjnych. Kryteria te powinny umożliwiać zachowanie:

- przepływów nienaruszalnych w ciekach powierzchniowych;
- wymaganego przez ekosystemy zależne od wód podziemnych położenia zwierciadła, żeby nie dopuścić do niepożądanych zmian sukcesyjnych (ochrona siedliskowa).

Ograniczenia przyrodniczo-ekologiczne (środowiskowe), rozumiane jako dopuszczalna depresja na obszarach ekosystemów uzależnionych od położenia zwierciadła wód podziemnych (np. parki narodowe, rezerwaty torfowiskowe, chronione siedliska i ostoje w obszarach Natura 2000) mogą prowadzić do znacznego ograniczenia zasobów. Niezbędna jest więc znajomość wymogów ochronnych analizowanych ekosystemów, tj. dopuszczalne dla nich obniżenie zwierciadła wody. Określenie maksymalnego dopuszczalnego zdepresjonowania dla ekosystemów zależnych od wód podziemnych jest zagadnieniem skomplikowanym i jak dotychczas ekosystemy takie nie mają określonej tej kluczowej z punktu widzenia oceny zasobów wartości.

PRZEPŁYW NIENARUSZALNY

Przepływ nienaruszalny *Qn* to ilość wody wyrażona w m^3/s, która powinna być utrzymywana jako minimum w danym przekroju poprzecznym rzeki ze względów biologicznych i społecznych, przy czym konieczność utrzymywania tego przepływu w zasadzie nie podlega kryteriom ekonomicznym (Kostrzewa, 1977). Jest on wykorzystywany jako kryterium ograniczające wielkość zasobów dyspozycyjnych.

Istnieją różne kryteria ustalania wielkości przepływu nienaruszalnego: hydrobiologiczne (*Qnh*), rybacko-wędkarskie

(*Qnr*), rzecznej turystyki wodnej (*Qnt*), ochrony obiektów przyrodniczych o charakterze parków narodowych i rezerwatów oraz zachowanie piękna krajobrazu (*Qnop*) (Ozga-Zielińska i in., 1994).

Wielkość przepływu nienaruszalnego, według kryteriów hydrobiologicznych (*Qnh*), z punktu widzenia prawidłowego rozwoju poszczególnych gatunków fauny i flory rzecznej, ustala się jako iloczyn współczynnika *k* (Tab. 24), którego wielkość zależy od typu hydrologicznego cieku oraz powierzchni zlewni) i wielkości średniego niskiego przepływu z wielolecia (średnia z minimów przepływów niskich rocznych – *SNQ*).

$$Qnh = k \cdot SNQ$$

Jednocześnie w metodzie tej obowiązuje ograniczenie, że jeśli obliczony przepływ *Qnh* jest mniejszy niż *NNQ* (najniższy przepływ w wieloleciu), to wtedy *Qnh* przyjmuje się jako równe *NNQ*.

Obecnie najnowsze wytyczne odnośnie do wyznaczania przepływu nienaruszalnego są zawarte w Rozporządzeniu Dyrektora RZGW w Warszawie z dnia 3 kwietnia 2015 r. w sprawie ustalenia warunków korzystania z wód tego regionu wodnego. W rozumieniu tego rozporządzenia za przepływ nienaruszalny przyjmuje się graniczną wartość przepływu rzecznego, poniżej której przepływy wody w rzekach nie powinny być zmniejszone na skutek działalności człowieka.

Wielkość przepływu nienaruszalnego, stanowiącego ograniczenie wielkości zasobów dyspozycyjnych i reprezentującego minimalne wymagania środowiskowe Jednolitych Części Wód Powierzchniowych (JCWP) w zakresie ilości wód nie może być mniejsza od największej z wartości:

- dla rzek w obszarach chronionych Natura 2000, rezerwatach przyrody, parkach narodowych lub parkach krajobrazowych – wielkości określonej w planie ochrony, zadaniach ochronnych lub planie zadań ochronnych ustanowionych dla tej formy ochrony przyrody zgodnie z odrębnymi przepisami;
- ustalonej jako iloczyn współczynnika *k*, zależnego od typu hydrologicznego cieku oraz powierzchni jego zlewni w przekroju zamierzonego korzystania z wód, i wielkości średniego rocznego niskiego przepływu (SNQ) w tym przekroju JCWP.

Wartość współczynnika k dla tego samego cieku między przekrojami, o których mowa w załączniku nr 7, przyjmuje się na podstawie interpolacji liniowej proporcjonalnie do powierzchni zlewni (Rozporządzenie Dyrektora RZGW, 2016).

W rozporządzeniu (Rozporządzenie Dyrektora RZGW, 2015) zestawiono również cieki szczególnie istotne oraz cieki istotne dla regionu wodnego Środkowej Wisły. Cieki szczególnie istotne w rozumieniu wyżej wymienionego rozporządzenia to cieki lub ich odcinki szczególnie istotne z punktu widzenia zachowania ciągłości morfologicznej, na których drożność jest niezbędna dla zapewnienia dobrego stanu lub potencjału ekologicznego jednolitych części wód i stanowiące ponadto najważniejsze korytarze migracyjne oraz miejsca tarlisk i dorastania form młodocianych, decydujące o stanie poszczególnych gatunków w granicach dorzecza Wisły. Cieki istotne to cieki lub ich odcinki istotne z punktu widzenia zachowania ciągłości morfologicznej, z uwagi na zapewnienie dobrego stanu lub potencjału ekologicznego jednolitych części wód.

Cieki o tym charakterze w zlewni Biebrzy wymieniono w tabeli 25.

Wielkość przepływu nienaruszalnego obliczonego obiema metodami – wg wytycznych Kostrzewy i rozporządzenia – dla cieków szczególnie istotnych oraz cieków istotnych zlewni Biebrzy, na podstawie danych z wielolecia 1981–2010, zamieszczono w tabeli 26.

Wielkość przepływu nienaruszalnego obliczonego zgodnie z rozporządzeniem Dyrektora RZGW (Rozporządzenie

Tabela 24

Uśredniona wartość współczynnika *k* (Kostrzewa, 1977)

Typ hydrologiczny rzeki	Prędkość miarodajna *Vm* [m/s]	Spływ jednostkowy *q=SSQ/A* [l/s*km^2]	Powierzchnia zlewni *A* [km^2]	Współczynnik *k* [–]
Nizinny	0,20	q < 4,15	<1000	1,00
			1000–2500	0,58
			>2500	0,50
Przejściowy i podgórski	0,25	4,15 ≤ q ≤ 13,15	<500	1,27
			500–1500	0,77
			1500–2500	0,52
			>2500	0,50
Górski	0,30	q ≥ 13,15	<300	1,52
			300–750	1,17
			750–1500	0,76
			1500–2500	0,55
			>2500	0,50

Tabela 25

Cieki szczególnie istotne oraz cieki istotne dla regionu wodnego Środkowej Wisły (zlewnia Biebrzy) wg Rozporządzenia Dyrektora RZGW w Warszawie (2015)

Ciek	Określenie odcinka cieku	Kilometraż wg MPHP	Reprezentatywny gatunek ryb
Biebrza	od ujścia do Narwi do Kanału Augustowskiego	0,0–81,6	certa
Ełk	od ujścia do Biebrzy do Jez. Ełckiego	0,0–73,8	węgorz
Jegrznia	od ujścia do Biebrzy do jez. Dręstwo	0,0–27,0	węgorz
Netta	od ujścia do Biebrzy do jez. Necko (km 0,0–40,7)	0,0–40,7	węgorz

Tabela 26

Wielkość przepływu nienaruszalnego dla cieków szczególnie istotnych i istotnych dla zlewni Biebrzy (Kostrzewa, 1977; Rozporządzenie Dyrektora RZGW, 2015)

Rzeka	Wodowskaz	*SNQ* [m^3/s]	*NNQ* [m^3/s]	Kostrzewa, 1977		Rozporządzenie, 2015	
				k	Q_{nh}	*k*	Q_{nh}
				[–]	[m^3/s]	[–]	[m^3/s]
Biebrza	Sztabin	1,279	0,32	0,77	0,985	0,5	0,640
	Dębowo	3,921	1,47	0,52	2,039	0,5	1,961
	Stare Dolistowo	5,066	2,51	0,50	2,533	0,5	2,533
	Osowiec	7,348	3,25	0,50	3,674	0,5	3,674
	Burzyn	12,438	4,37	0,55	6,841	0,5	6,219
Ełk	Małe Wronki	0,658	0,36	1,27	0,836	1,0	0,658
	Ełk	1,693	0,72	0,77	1,304	1,0	1,693
	Prostki	2,914	1,26	0,77	2,244	0,73	2,127
	Przechody	3,680	1,77	0,77	2,834	0,73	2,686
Jegrznia (Lega)	Chełchy	0,477	0,11	1,27	0,606	1,0	0,477
	Kucze	0,678	0,31	0,77	0,522	1,0	0,678
	Rajgród	0,699	0,64	0,77	0,538	1,0	0,699
	Woźnawieś	1,395	0,48	0,77	1,074	1,0	1,395
Netta	Raczki	1,142	0,22	1,27	1,450	1,0	1,142
	Białobrzegi	2,071	0,63	0,77	1,595	0,99	2,050

Tabela 27

Wielkość odpływu podziemnego, do cieków szczególnie istotnych i istotnych dla zlewni Biebrzy, obliczona na modelu matematycznym zlewni Biebrzy (Filar i in., 2018)

L.p.	Rzeka (wodowskaz)	Przepływ nienaruszalny Q_{nh} [m^3/s]	Wielkość odpływu podziemnego do rzek [m^3/s]		
			dla poboru aktualnego	dla poboru zgodnego z wielkością pozwoleń wodnoprawnych	dla poboru zgodnego z wielkością zasobów dyspozycyjnych
1	Ełk (Ełk)	1,693	4,104	4,059	3,533
2	Lega (Chełchy)	0,477	0,913	0,877	0,557
3	Netta (Raczki)	1,142	2,533	2,504	2,331
4	Biebrza (Burzyn)	6,219	28,215	27,706	21,901

Dyrektora RZGW, 2015) jest podstawowym ograniczeniem wpływającym na wielkość zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych zlewni Biebrzy.

W tabeli 27 przedstawiono wyniki przeprowadzonych na modelu matematycznym zlewni Biebrzy symulacji odpływu podziemnego do rzek dla poboru w wysokości zgodnej z wielkością udzielonych pozwoleń wodnoprawnych (91 522 m³/d) oraz poboru w wysokości zgodnej z wielkością zasobów dyspozycyjnych (656 941 m³/d).

Bazując na wynikach wykonanych, na modelu matematycznym zlewni Biebrzy prognoz (Filar i in., 2018), można stwierdzić, że wymóg zachowania przepływu nienaruszalnego w ciekach tej zlewni został zachowany zarówno dla wielkości poboru z ujęć w wysokości zatwierdzonych pozwoleń wodnoprawnych, jak i w przypadku prowadzenia eksploatacji w wysokości zgodnej z wielkością zasobów dyspozycyjnych.

EKOSYSTEMY ZALEŻNE OD WÓD PODZIEMNYCH

Obszar zlewni Biebrzy to obszar unikatowy w skali kraju pod względem wartości środowiska przyrodniczego, wyma-gającego szczególnej ochrony. W dolinie Biebrzy znajduje się największy w Polsce obszar mokradeł. Jest to miejsce występowania wielu rzadkich siedlisk roślinnych oraz gatunków zwierząt, zwłaszcza ptaków. Jest to jednocześnie obszar wyjątkowy z punktu widzenia wód podziemnych, gdyż wody podziemne stanowią tu podstawowe źródło zaopatrzenia w wodę. Udział obszarów wymagających szczególnej ochrony wynosi ponad 31% obszaru zlewni Biebrzy, i związane z tym wymagania utrzymania położenia zwierciadła wód podziemnych tak by nie dopuścić do niepożądanych zmian sukcesyjnych były kluczowym elementem analizy prowadzonej na modelu matematycznym.

W tabeli 28 zestawiono obliczone na modelu matematycznym zlewni Biebrzy średnie obniżenie zwierciadła wody podziemnej w obszarach prawnie chronionych, zakładając pełne, stuprocentowe, wykorzystanie zasobów zarówno w wysokości udzielonych pozwoleń wodnoprawnych, jak i w wysokości ustalonych zasobów dyspozycyjnych.

Praktycznie w obu przypadkach obniżenie zwierciadła wód podziemnych na obszarach wymagających szczególnej ochrony nie przekracza 0,5 m, a na obszarze doliny Biebrzy obniżenie nie przekracza 0,1 m. Jedynie na obszarze rezerwatu Cisowy Jar, w przypadku prowadzenia poboru na obszarze całej zlewni w pełnej wysokości ustalonych zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych, obniżenie zwierciadła wody podziemnej wyliczone przez model matematyczny sięga ok. 1 m co jednak jest i tak wielkością powszechnie akceptowaną w tego rodzaju ekosystemach.

Tabela 28

Obliczone na modelu matematycznym zlewni Biebrzy obniżenie zwierciadła wody na obszarach prawnie chronionych

Rodzaj obszaru chronionego	Nazwa	Obliczone na modelu matematycznym średnie obniżenie zwierciadła wody na obszarze [m]	
		Dla poboru w wysokości udzielonych pozwoleń wodnoprawnych	Dla poboru w wysokości ustalonych zasobów dyspozycyjnych
Natura 2000 obszary specjalnej ochrony ptaków (OSO)	PLB200002 Puszcza Augustowska	0,04	0,07
	PLB280006 Puszcza Borecka	0,01	0,10
	PLB200006 Ostoja Biebrzańska	0,02	0,10
	PLB200003 Puszcza Knyszyńska	0,43	0,56
Natura 2000 obszary specjalnej ochrony siedlisk (SOO)	PLH200006 Ostoja Knyszyńska	0,30	0,38
	PLH200022 Dolina Górnej Rospudy	0,03	0,21
	PLH280041 Murawy na Pojezierzu Ełckim	0,00	0,02
	PLH200001 Jeleniewo	0,07	0,51
	PLH200008 Dolina Biebrzy	0,09	0,10
	PLH200004 Ostoja Wigierska	0,01	0,02
	PLH200005 Ostoja Augustowska	0,04	0,07
	PLH280034 Jezioro Woszczelskie	0,00	0,04
	PLH200026 Źródliska Wzgórz Sokólskich	0,09	0,49
	PLH280016 Ostoja Borecka	0,01	0,10
Parki narodowe	Wigierski Park Narodowy	0,01	0,02
	Biebrzański Park Narodowy	0,04	0,06

Tabela 28 cd.

Rodzaj obszaru chronionego	Nazwa	Obliczone na modelu matematycznym średnie obniżenie zwierciadła wody na obszarze [m]	
		Dla poboru w wysokości udzielonych pozwoleń wodnoprawnych	Dla poboru w wysokości ustalonych zasobów dyspozycyjnych
Rezerwaty	Wyspa Lipowa na Jeziorze Szwałk Wielki	0,00	0,00
	Cisowy Jar	0,06	1,05
	Lipowy Jar	0,00	0,05
	Mazury	0,00	0,00
	Borki	0,01	0,11
	Ostoja Bobrów Bartosze	0,00	0,23
	Brzozowy Grąd	0,00	0,01
	Jezioro Kalejty	0,00	0,01
	Karczmisko	0,02	0,03
	Ruda	0,00	0,02
	Kozi Rynek	0,00	0,07
	Stara Ruda	0,00	0,01
	Szelągówka	0,01	0,17
	Jezioro Kolno	0,00	0,00
	Kuriańskie Bagno	0,00	0,04
	Glinki	0,00	0,05
	Wielki Las	0,01	0,02
	Czapliniec Bełda	0,01	0,23
	Ławski Las I	0,01	0,03
	Ławski Las II	0,02	0,10

ZDARZENIA EKSTREMALNE, SUSZE, POWODZIE I PODTOPIENIA

Susza, obok powodzi, jest jednym z najbardziej dotkliwych zjawisk naturalnych oddziałujących na społeczeństwo, środowisko i gospodarkę. Jest zjawiskiem występującym okresowo, o zasięgu regionalnym i oznacza dostępność wody istotnie niższą od średniej w określonych warunkach naturalnych, powodującą wystąpienie niedoborów wody w glebie, rzekach i jeziorach oraz płytkich wodach gruntowych i ekosystemach zależnych od wody.

Monitoring wód podziemnych na potrzeby oceny sytuacji hydrogeologicznej i prognozowania jej zmian prowadzi państwowa służba hydrogeologiczna (bieżąca informacja i ocena sytuacji są publikowane w serwisie internetowym PSH).

Niżówka hydrogeologiczna

Zjawisko suszy rozwija się również w wodach podziemnych w postaci tzw. niżówki hydrogeologicznej. Jeśli deficyt opadów atmosferycznych utrzymuje się odpowiednio długo, przejawia się ona obniżeniem zwierciadła wód podziemnych poniżej stanów niskich ostrzegawczych. W warunkach głębokiej suszy hydrologicznej spadek przepływu rzeki poniżej nienaruszalnego przepływu hydrobiologicznego powoduje wysychanie mniejszych rzek w ich górnym biegu, spadek poziomu wody w jeziorach, przesuszenie ekosystemów lądowych zależnych od wód podziemnych.

W ostatnim 40-leciu okresami, w których zaobserwowano w Polsce najwięcej niżówek były lata: 1991–1993, 2005–2007 i 2015–2017. Obecny okres 2018–2020 także należy w Polsce do lat o niskich stanach wód podziemnych, co jest związane nie tylko z bieżącą sytuacją, ale również z deficytami opadów, jakie miały miejsce w poprzednich latach. Najdłuższe i najgłębsze niżówki hydrogeologiczne na przestrzeni ostatnich czterech dekad występowały w okresach: 1990–1992 i 2015–2017.

W latach 1981–2015 niżówki hydrogeologiczne, zwłaszcza te długotrwałe, występowały przeważnie w regionie wodnym Warty (woj. wielkopolskie i lubuskie) oraz w subregionie wyżynnym środkowej Wisły (woj. kujawsko-pomorskie i mazowieckie). Często były również obserwowane w regionie wodnym górnej Wisły (woj. podkarpackie i małopolskie) oraz w regionie wodnym Narwi, Pregoły i Niemna (woj. warmińsko-mazurskie) (Kowalczyk i in., 2017).

Tabela 29

Wielkość odpływu podziemnego, obliczona na modelu matematycznym zlewni Biebrzy, w okresach posusznych (Filar i in., 2018)

Lp.	Rzeka (wodowskaz)	Przepływ nienaruszalny *Qnh* [m³/s]	Wielkość odpływu podziemnego do rzek (warunki zasilania dla okresu posusznego) [m³/s]	
			dla poboru aktualnego (2016 r.)	dla poboru zgodnego z wielkością pozwoleń wodnoprawnych
1	Ełk (Ełk)	1,693	3,419	3,375
2	Lega (Chełchy)	0,477	0,654	0,620
3	Netta (Raczki)	1,142	2,230	2,201
4	Biebrza (Burzyn)	6,219	23,855	23,346

Na obszarze zlewni Biebrzy zjawisko niżówki hydrogeologicznej występuje w ograniczonej skali. Analiza wielkości zasobów odnawialnych dla okresów posusznych (Filar i in., 2018) wykazała, że w tym okresie wielkość zasilania infiltracyjnego na tym obszarze jest niższa, w stosunku do zasilania średniego z wielolecia 1981–2010, średnio o 16%. Dla tak przyjętego założenia wielkość odpływu podziemnego do cieków szczególnie istotnych i istotnych dla zlewni Biebrzy jest we wszystkich przypadkach wyższa od przepływu nienaruszalnego w tych ciekach (Tab. 29).

Obszary zagrożone powodziami

Zdarzenia ekstremalne zachodzące w środowisku to również występowanie powodzi. Według art. 16 ustawy Prawo wodne (2017) przez powódź rozumie się czasowe pokrycie przez wodę terenu, który w normalnych warunkach nie jest pokryty wodą, w szczególności wywołane przez wezbranie wody w ciekach naturalnych, zbiornikach wodnych, kanałach oraz od strony morza, z wyłączeniem pokrycia przez wodę terenu wywołanego przez wezbranie wody w systemach kanalizacyjnych.

Na obszarze zlewni Biebrzy, zgodnie z danymi z RZGW Warszawa (Studium, 2017), obszary zagrożone powodziami przedstawiono jako strefy zalewu wody, gdzie prawdopodobieństwo wystąpienia powodzi jest niskie – 0,5% (raz na 200 lat), średnie – 1% (raz na 100 lat) i wysokie – 5% (raz na 20 lat). Powierzchnia tych stref wynosi odpowiednio 118,25 km², 224,01 km² i 209,59 km². Zasięgi obszarów zagrożonych powodziami obejmują głównie rejony rzeki Biebrzy na odcinku od źródeł do ujścia rzeki Ełk (Ryc. 97–99).

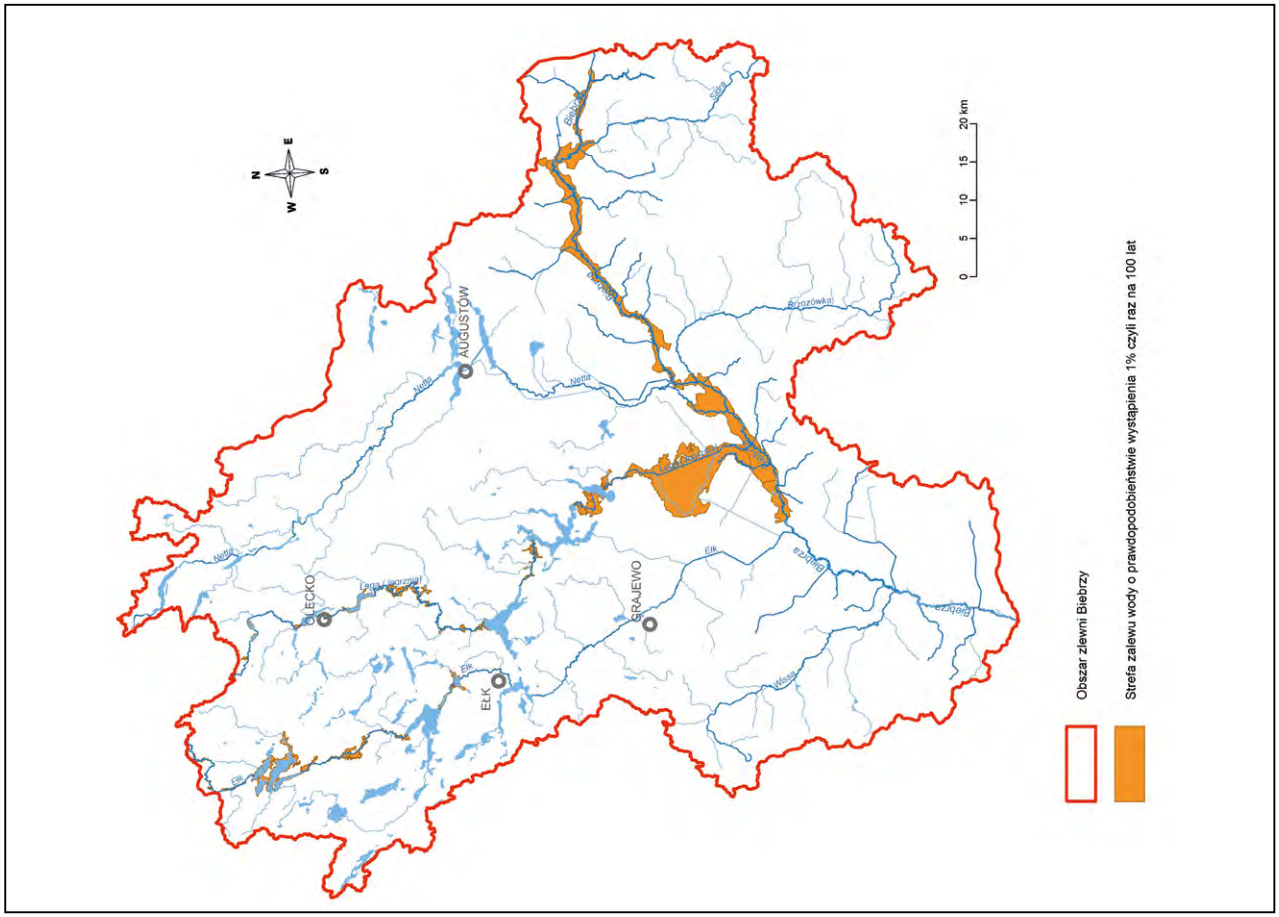
Analiza *Raportu z przeglądu i aktualizacji wstępnej oceny ryzyka powodziowego* (Raport, 2018) wskazuje, że na omawianym terenie znaczące powodzie historyczne miały miejsce w 1979 r. (objęły 8 gmin), 2010 r. (objęły 4 gminy) i w 2011 r. (objęły 2 gminy). Powódź z 1979 r. prawdopodobnie była związana z topnieniem śniegu po mroźnej i obfitej w opady zimie na przełomie lat 78/79 ubiegłego wieku (brak jest danych dotyczących charakteru powodzi oraz jej przebiegu). Powódź z 2010 r. miała negatywne skutki zarówno dla środowiska, jak i dla działalności gospodarczej, podobnie jak powódź z 2011 r., która była wynikiem topnienia śniegu.

Prawdopodobieństwo wystąpienia powodzi w przyszłości, o potencjalnych negatywnych konsekwencjach, obejmuje rzeki: Biebrzę, Nettę oraz Jegrznię. Powodzie te mogą mieć negatywne skutki dla zdrowia, środowiska oraz działalności gospodarczej (Raport, 2018).

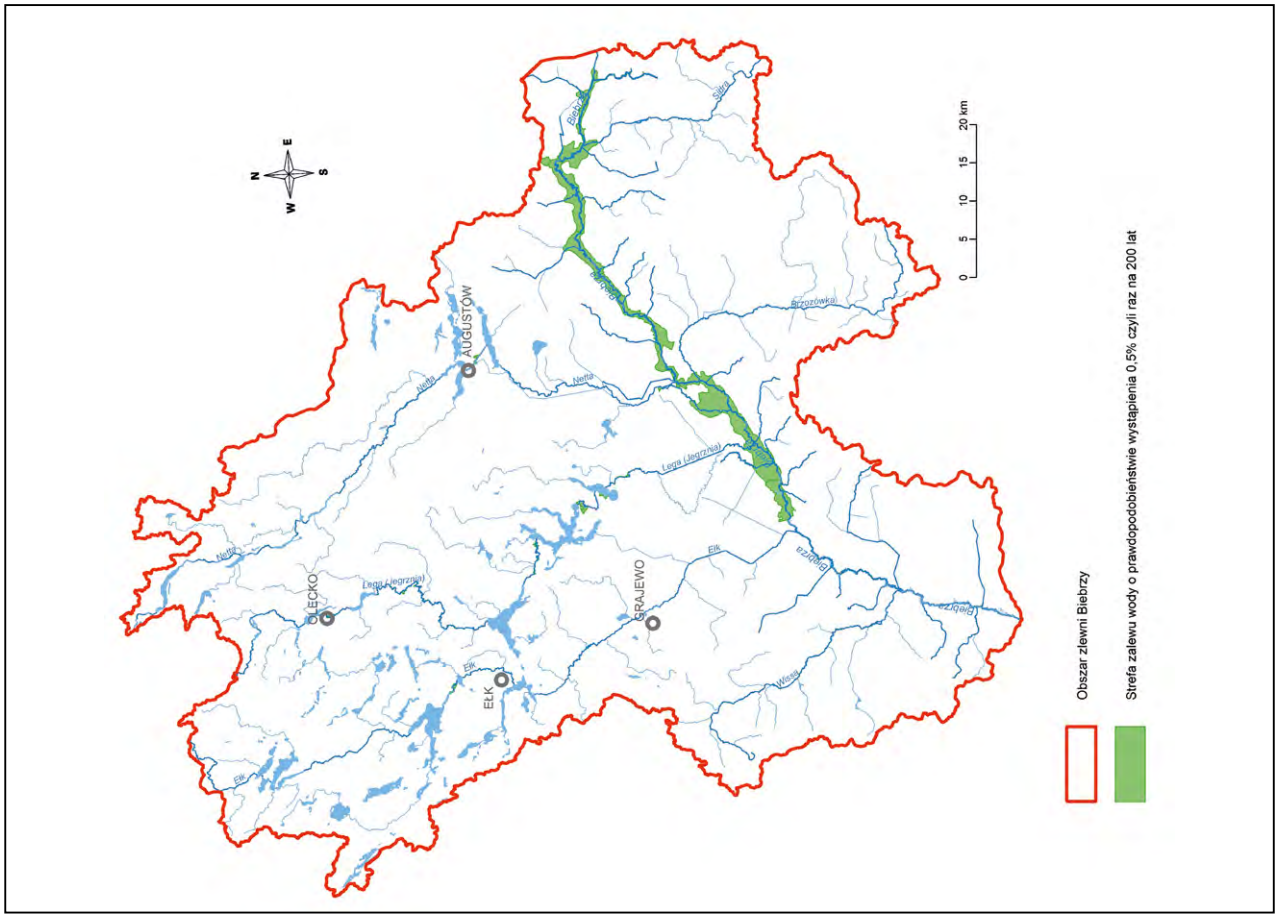
Obszary zagrożone podtopieniami

Powierzchnia obszaru zagrożonego podtopieniami w zlewni Biebrzy wynosi 962,78 km² i obejmuje ona rzekę Biebrzę na całym odcinku wraz z częścią dopływów: Ełkiem, Jegrznią oraz Nettą (Ryc. 100). Wiosenne podtopienia, wpisane w naturalny cykl Biebrzy, występują co roku, zamieniając okresowo łąki w rozległe jeziora (Fot. 41). Zjawisko wylewania się wód rzecznych w obszar doliny warunkuje zachowanie dobrego stanu ekosystemów. Objętość wiosennych wód zalewowych w dolinie Biebrzy to średnio ok. 40 mln m³ (Grygoruk, 2018).

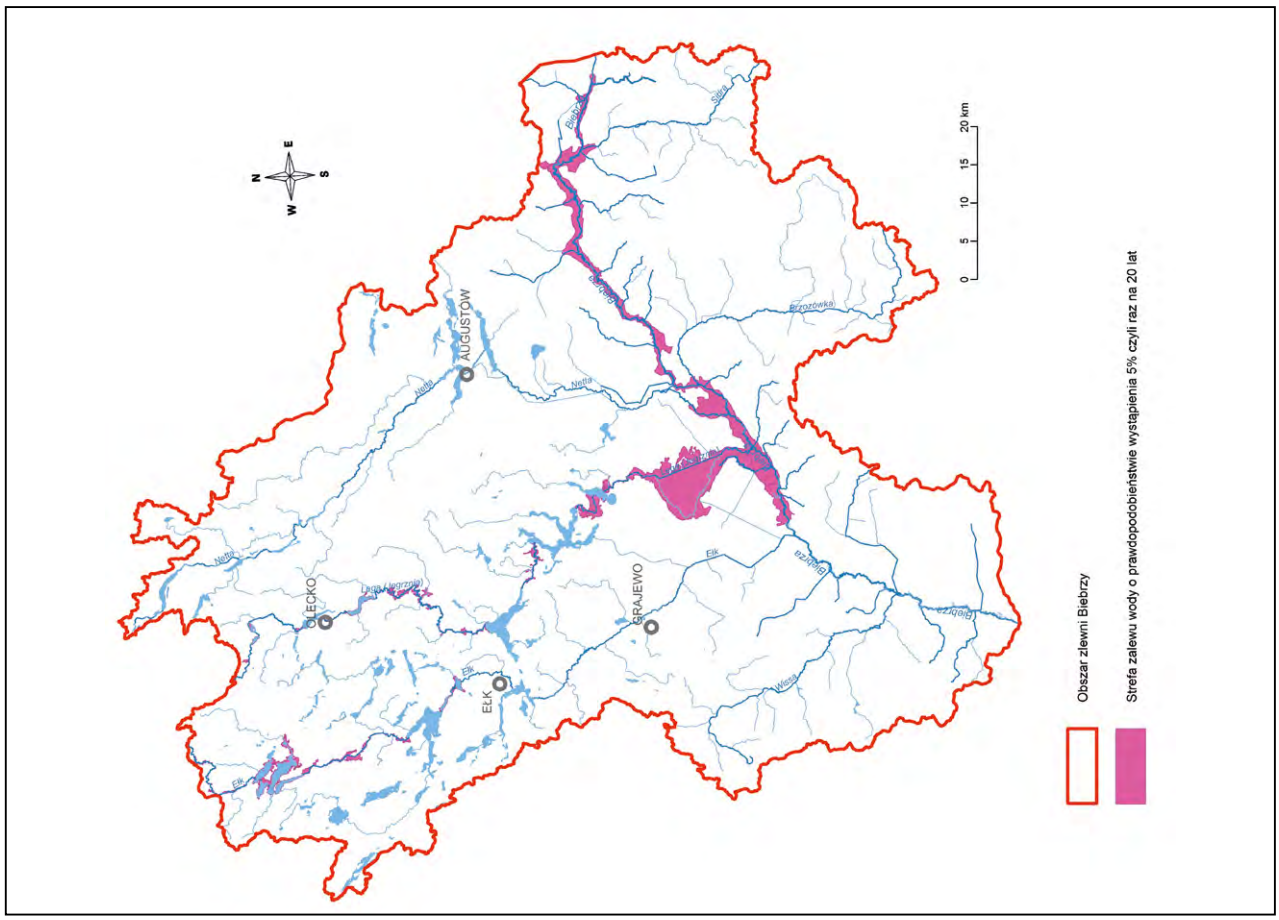
Fot. 41. Podtopienia w rejonie Dolistowa Starego (gm. Jaświły) (fot. D.Węglarz)



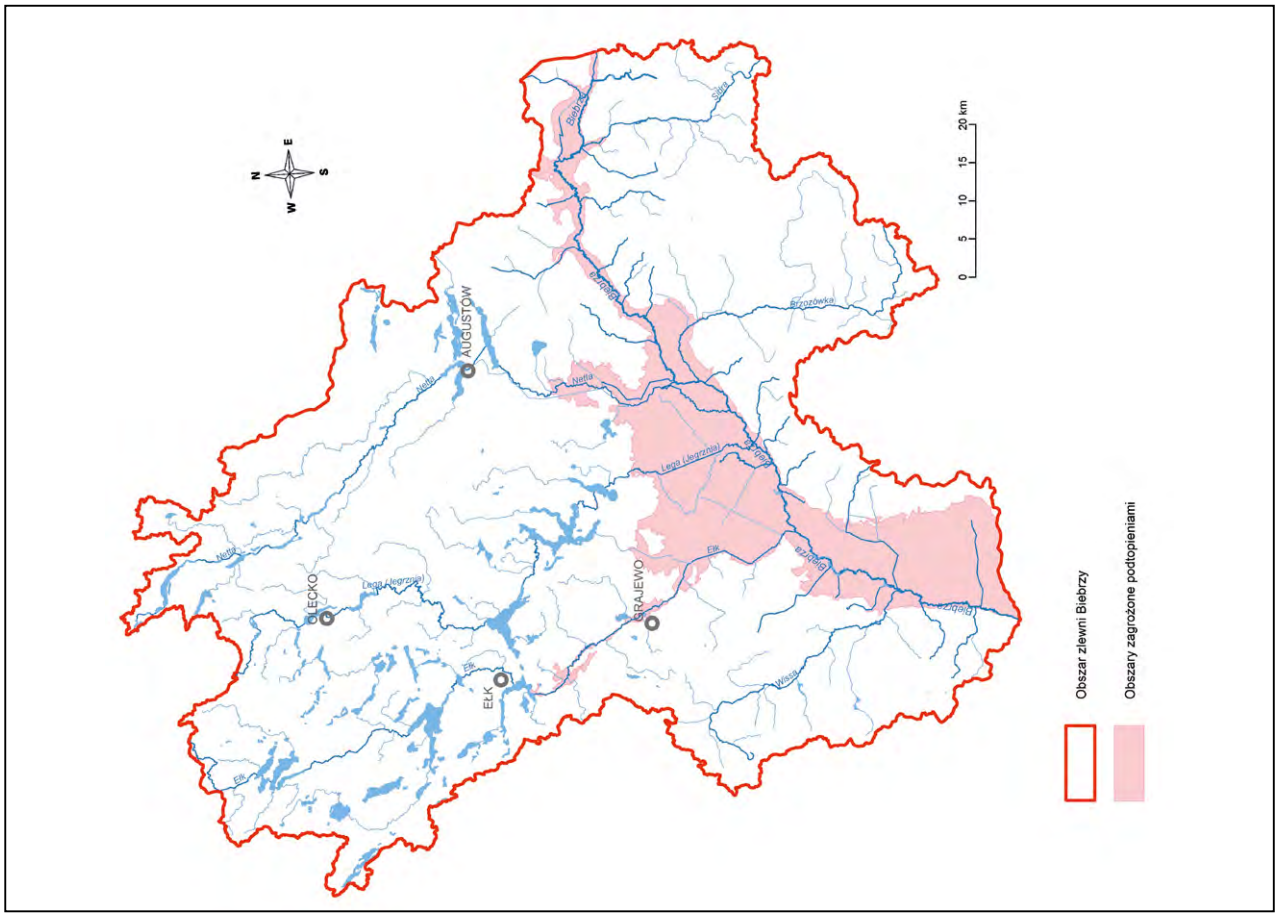
Ryc. 98. Strefa zalewu wody o prawdopodobieństwie wystąpienia 1% (Studium, 2017)



Ryc. 97. Strefa zalewu wody o prawdopodobieństwie wystąpienia 0,5% (Studium, 2017)



Ryc. 99. Strefa zalewu wody o prawdopodobieństwie wystąpienia 5% (Studium, 2017)



Ryc. 100. Obszar zagrożony podtopieniami (Nowicki, 2007)

ZASOBY DYSPOZYCYJNE WÓD PODZIEMNYCH ZLEWNI BIEBRZY

Ocena wpływu ograniczeń związanych z warunkami hydrogeologicznymi na wielkość zasobów dyspozycyjnych zlewni Biebrzy była możliwa dzięki analizie wyników wykonanego modelowania matematycznego tego obszaru.

W procesie ustalania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych zlewni Biebrzy wykorzystano algorytm przekształcenia stałoobjętościowego. Algorytm ten w postaci autorskiego programu o nazwie Generator Poboru Wirtualnego (Śmietański i in., 2017), opracowany dla Groundwater VISTAS, umożliwił obszarowy rozkład „poboru wirtualnego" w granicach zlewni, na podstawie analizy wielokryterialnej. Pobór wirtualny ustalany jest przy zakładanym poborze w wysokości pozwoleń wodnoprawnych.

Procedura ustalania zasobów dyspozycyjnych polegała tu na określeniu metodą kolejnych przybliżeń części zasobów odnawialnych danego obszaru przeznaczonej na rezerwę (pobór dodatkowy) zasobów dyspozycyjnych, następnie na ustaleniu proporcji podziału rezerwy zasobów dyspozycyjnych na poszczególne warstwy modelu oraz na wyznaczeniu rozkładu tej rezerwy w poszczególnych warstwach modelu na podstawie zdefiniowanych czynników wagowych. Generator Poboru Wirtualnego obliczał dla każdej warstwy modelu bieżący wariant rozkładu poboru wirtualnego, który następnie po wczytaniu do środowiska graficznego modelu pozwalał na symulację tego poboru.

Wynik symulacji pozwalał stwierdzić w jakim stopniu są spełnione kryteria przyjęte do ustalenia zasobów dyspozycyjnych. Proces ustalania rezerwy zasobów dyspozycyjnych kończył się po określeniu maksymalnej wielkości poboru wirtualnego spełniającego te kryteria. Tak ustalona wielkość poboru wirtualnego ma sens rezerwy zasobów dyspozycyjnych. Suma poboru na poziomie pozwoleń wodnoprawnych i poboru dodatkowego jest wielkością zasobów dyspozycyjnych.

Z porównania składników bilansów dla obliczonych przez symulacje poboru aktualnego i poboru w wysokości ustalonych zasobów dyspozycyjnych, dla obszaru dokumentowanej zlewni, wynika, że pobór wód podziemnych, dla całego obszaru zlewni Biebrzy, wzrósł średnio 14-krotnie. W poszczególnych rejonach wodnogospodarczych wzrost ten wyniósł od 3 razy (rejon Z-11F – zlewnia środkowej Netty) do ok. 40 razy w przypadku zlewni dolnej Legi (rejon Z-11J).

W stosunku do stanu aktualnego sumaryczny odpływ podziemny do rzek, w całym obszarze bilansowym Biebrzy, zmniejszył się o ok. 18% z 2 538 874 m³/d do 2 093 433 m³/d. Zdecydowanie mniejsza zmiana odpływu podziemnego do

Tabela 30

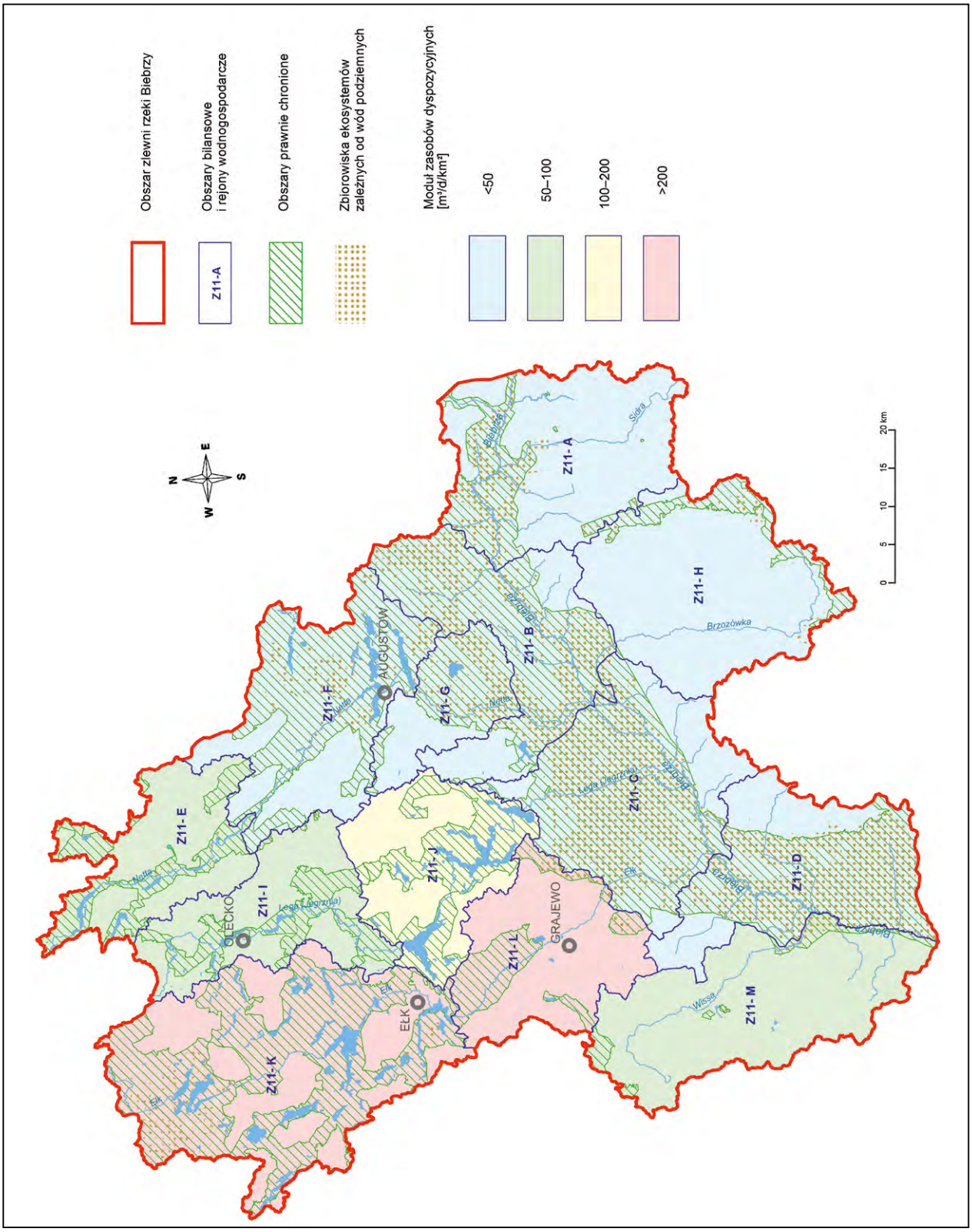
Zestawienie zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych w obszarze bilansowym zlewni Biebrzy (Filar i in., 2018).

Symbol i nazwa rejonu wodnogospodarczego	Powierzchnia rejonu wodnogospodarczego [km^2]	Zasoby odnawialne *ZO*		Zasoby dyspozycyjne *ZD*	
		ZO [m^3/d]	moduł *ZO* [m^3/d·km^2]	*ZD* [m^3/d]	moduł *ZD* [m^3/d·km^2]
Z-11 A – Zlewnia górnej Biebrzy	621,21	166 651	268	19 792	32
Z-11 B – Zlewnia Biebrzy we wschodniej części Kotliny Biebrzańskiej	524,89	147 576	281	13 070	25
Z-11 C – Zlewnia Biebrzy w centralnej części Kotliny Biebrzańskiej	647,16	247 713	383	22 847	35
Z-11 D – Zlewnia Biebrzy w zachodniej części Kotliny Biebrzańskiej	536,36	208 911	389	23 087	43
Z-11 E – Zlewnia górnej Netty	385,93	206 396	535	35 190	91
Z-11 F – Zlewnia środkowej Netty	576,95	148 816	258	19 223	33
Z-11 G – Zlewnia dolnej Netty	228,14	81 806	359	6 826	30
Z-11 H – Zlewnia Brzozówki	650,91	136 551	210	16 067	25
Z-11 I – Zlewnia górnej Legi	407,35	149 335	367	36 989	91
Z-11 J – Zlewnia dolnej Legi	427,70	103 392	242	70 384	165
Z-11 K – Zlewnia górnego Ełku	979,74	470 903	481	204 401	209
Z-11 L – Zlewnia dolnego Ełku	447,24	222 907	498	151 560	339
Z-11 M – Zlewnia Wissy	628,54	162 340	258	37 505	60
Z-11 – Zlewnia Biebrzy	**7 062,12**	**2 453 297**	**347**	**656 941**	**93**

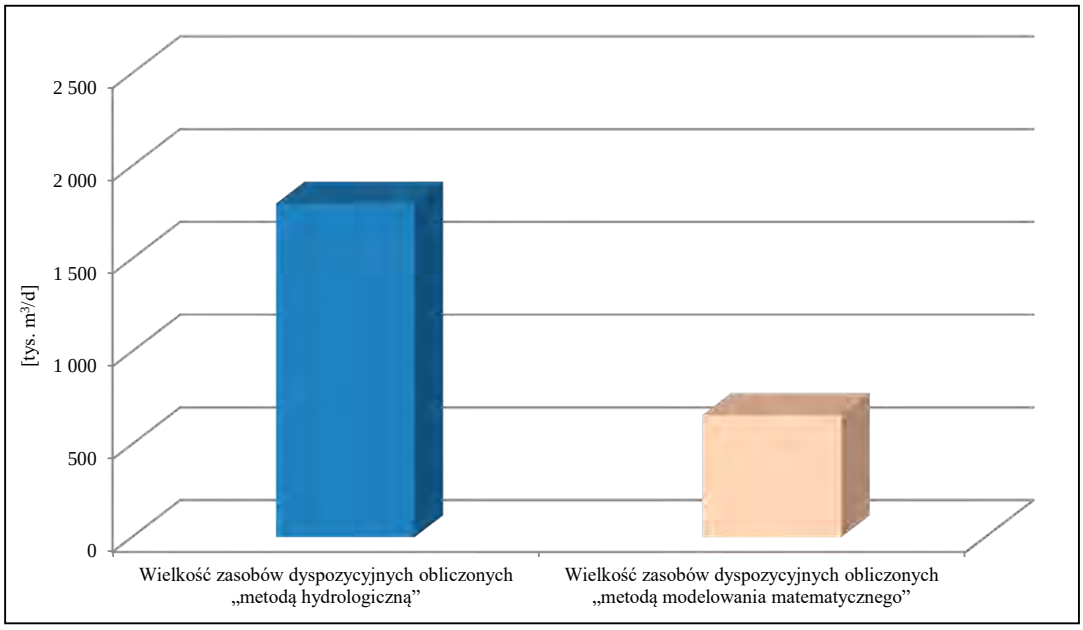
rzek, w stosunku do wzrostu poboru na poziomie zasobów dyspozycyjnych, wynika z tego, że dodatkowy pobór skumulowano w głębszych warstwach modelu, które są stosunkowo dobrze izolowane od powierzchni terenu.

Około 14-krotne zwiększenie wielkości poboru w stosunku do poboru aktualnego skutkowało również zmianą przepływów bocznych przez granicę zlewni Biebrzy. Zmianie uległa wielkość dopływu do zlewni Biebrzy, chociaż i w tym przypadku zmiana ta nie była znacząca i wyniosła 4% (38 470 m³/d) (Filar i in., 2018).

Ustalona wielkość zasobów dyspozycyjnych zwykłych wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni Biebrzy wynosi **656 941 m³/d**, przy module 93 m³/d · km² (Tab. 30, Ryc. 101). Ustalone dla zlewni Biebrzy zasoby dyspozycyjne



Ryc. 101. Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni Biebrzy w podziale na rejony wodnogospodarcze



Ryc. 102. Zasoby dyspozycyjne zlewni Biebrzy w podziale na rejony wodnogospodarcze

wód podziemnych stanowią 27% zasobów odnawialnych wód podziemnych tego obszaru.

Porównując uzyskaną na modelu wielkość zasobów dyspozycyjnych (656 941 m³/d) z wielkością zasobów dyspozycyjnych oszacowanych metodą hydrologiczną (1 796 700 m³/d) wynika, że zasoby te stanowią ok. 37% zasobów dyspozycyjnych oszacowanych metodą hydrologiczną (Ryc. 102).

Należy podkreślić, że metoda hydrologiczna nie uwzględnia dodatkowych ograniczeń m.in. niedopuszczenia do obniżenia zwierciadła wód podziemnych w ekosystemach chronionych zależnych od wód podziemnych, a te właśnie, w przypadku zlewni Biebrzy, stanowią decydujący czynnik kształtujący wielkość zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych.

Udział obszarów wymagających szczególnej ochrony, wynoszący ponad 31% obszaru zlewni Biebrzy, w sposób istotny wpłynął na zmniejszenie zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych tego regionu. To właśnie dla tych obszarów jest zarezerwowane 63% zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych oszacowanych metodą hydrologiczną.

PODSUMOWANIE

Celem prezentowanego Informatora państwowej służby hydrogeologicznej (PSH) jest rozpowszechnianie wyników prac PSH oraz popularyzacja wiedzy na temat wybranych zagadnień istotnych dla gospodarki wodnej kraju. Informator został opracowany w Państwowym Instytucie Geologicznym – Państwowym Instytucie Badawczym (PIG-PIB). Skoncentrowano się w nim na kwestii ograniczeń środowiskowych w ustalaniu zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych. Zagadnienie to przedstawiono na przykładzie zlewni Biebrzy, wykorzystując wyniki prac wykonanych w latach 2016–2018 na potrzeby „*Dokumentacji hydrogeologicznej ustalającej zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni Biebrzy*" (Filar i in., 2018) – jednej z 40 dokumentacji wykonanych w ramach przedsięwzięcia dokumentowania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych kraju. Podstawę, zrealizowanego w latach 2013-2019, przedsięwzięcia „*Wykonanie programów prac i dokumentacji hydrogeologicznych ustalających zasoby dyspozycyjne wód podziemnych dla potrzeb przeprowadzania bilansów wodnogospodarczych oraz opracowania warunków korzystania z wód regionu wodnego i zlewni*" stanowiła umowa o dofinansowanie w formie dotacji, zawarta w dniu 25 lipca 2013 r., pomiędzy Narodowym Funduszem Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej (Dotującym) a Państwowym Instytutem Geologicznym – Państwowym Instytutem Badawczym (Dotowanym).

Od wielu lat wody podziemne w Polsce znajdują się pod rosnącą presją spowodowaną ciągłym wzrostem zapotrzebowania na wody o dobrej jakości do szeregu różnych zastosowań – do celów pitnych, przemysłowych, rolniczych, w tym nawodnieniowych. Jednocześnie wzrasta świadomość konieczności ich racjonalnego zagospodarowania i ochrony. Zlewnia Biebrzy to obszar unikatowy w skali kraju pod względem wartości środowiska przyrodniczego, wymagającego szczególnej ochrony. W dolinie Biebrzy znajduje się największy w Polsce obszar mokradeł, stanowiący miejsce występowania wielu rzadkich siedlisk roślinnych oraz gatunków zwierząt. Jest to jednocześnie obszar wyjątkowy z punktu widzenia wód podziemnych, gdyż stanowią tu one podstawowe źródło zaopatrzenia w wodę oraz podstawę do funkcjonowania istniejących tu unikatowych obszarów chronionych. Zlewnia Biebrzy stanowi doskonały przykład obszaru, w którym zachowanie w systemie wodonośnym odpowiedniej ilości wody dla funkcjonowania ekosystemów zależnych od wód podziemnych, w tym zachowania przepływów nienaruszalnych rzek, jest jednym z ważniejszych elementów oceny zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych.

Zlewnia Biebrzy o powierzchni 7062,12 km², stanowi obszar bardzo zróżnicowany pod względem geomorfologicznym, hydrograficznym i hydrogeologicznym. Zlewnia Biebrzy (zlewnia III-rzędu należąca do dorzecza Wisły) położona jest w północno-wschodniej części Polski, na pograniczu województw warmińsko-mazurskiego i podlaskiego. Wschodnią granicę stanowi granica Polski z Republiką Białorusi. Północną oraz północno-wschodnią i południowo-wschodnią granicę wyznacza dział wodny I-rzędu Wisły, odpowiednio Zalewu Wiślanego i Niemna. Zachodnią granicę wyznacza dział wodny III-rzędu Pisy, południowo-zachodnią dział wodny III-rzędu Narwi od Biebrzy do Pisy, a południową dział wodny III-rzędu Narwi od Biebrzy.

Centralną część obszaru zlewni zajmuje Kotlina Biebrzańska, której dno położone jest na wysokości ok. 100 m n.p.m. Jest to piaszczysta równina poprzecinana płaskimi i szerokimi dolinami rzek, w obrębie których dominują łąki i pastwiska (Fot. 42). Dolina Biebrzy stanowi meandrujące pasmo rzeki wraz z jej tarasami; zalewowym (bagienno-łąkowym) i nadzalewowym (zalesionym, piaszczystym). Kotlina Biebrzańska jest otoczona obszarami wysoczyznowymi. Na północy opisywany obszar stanowią tereny młodoglacjalne (Pojezierze Zachodnio- i Wschodniosuwalskie, Wzgórza Szeskie, Pojezierze Ełckie), charakteryzujące się występowaniem różnorodnych form morenowych, przekraczających miejscami wysokość 250 m n.p.m. We wschodniej części zlewni Biebrzy, uwidocznia się sandr augustowski poprzecinany dolinami rzek oraz jeziorami. Południowy fragment zlewni Biebrzy stanowią tereny wysoczyzn staroglacjalnych (Wysoczyzna Kolneńska, Wyżyna Białostocka i Wzgórza Sokólskie), charakteryzujące się występowaniem różnorodnych form kemowych i morenowych, których kulminacje dochodzą do 200 m n.p.m., natomiast pozbawione są jezior.

Wody podziemne stanowią w zlewni Biebrzy podstawowe źródło zaopatrzenia w wodę. Wody podziemne o znaczeniu użytkowym powszechnie występują w piętrze czwartorzędowym, a lokalnie, w południowej części zlewni – w paleogeńsko-neogeńskim. Duże deniwelacje terenu oraz bardzo urozmaicona rzeźba stropu podłoża podczwartorzędowego skutkują zmienną miąższością oraz dużym zróżnicowaniem hydrostrukturalnym piętra czwartorzędowego. Profil osadów czwartorzędowych składa się z naprzemianległych warstw przepuszczalnych piaszczysto-żwirowych, słabo przepuszczalnych glin zwałowych i mułków oraz bardzo słabo przepuszczalnych iłów. Poziomy wodonośne paleogeńsko-neogeńskie często pozostają w więzi hydraulicznej z głębszymi poziomami czwartorzędowymi. Głębsze poziomy wodonoś-

Fot. 42. Kotlina Biebrzańska, panorama z punktu widokowego Biebrzańskiego Parku Narodowego (okolice Ostrowia, gm. Sztabin) (fot. S. Filar)

ne są słabo rozpoznane, udokumentowane głębokimi otworami zlokalizowanymi jedynie w rejonach pozbawionych płytszych poziomów wodonośnych lub otworami badawczymi bez badań hydrogeologicznych.

Zasilanie wód podziemnych zachodzi w wyniku infiltracji opadów atmosferycznych do strefy wód przypowierzchniowych, a w wyniku przesączania przez osady słabo przepuszczalne do głębiej położonych poziomów wodonośnych.

Drenaż wód podziemnych następuje poprzez systemy cieków i jezior, ewapotranspirację oraz w mniejszym stopniu poprzez odpływ lateralny. Na regionalny biebrzański system krążenia wód podziemnych składa się szereg systemów lokalnych wygenerowanych przez liczne cieki, będące dopływami Biebrzy. Zaznacza się silny drenujący charakter doliny Biebrzy w stosunku do obszarów wysoczyznowych. Wody podziemne w granicach basenu środkowego doliny Biebrzy spływają w kierunku południowo-zachodnim, a następnie w basenie dolnym przyjmują kierunek południowy, dążąc do głównej regionalnej bazy drenażu – Narwi.

Struktura użytkowania i zagospodarowania terenu w zlewni Biebrzy przedstawia się następująco: dominują tereny użytkowane rolniczo zajmując 66,3% powierzchni zlewni, tereny leśne zajmują ok. 26,4%, tereny przekształcone antropogenicznie stanowią zaledwie 1% powierzchni zlewni.

Zagrożenie wód podziemnych przez zanieczyszczenia antropogeniczne w skali całej zlewni jest stosunkowo niewielkie, ale silnie zróżnicowane przestrzennie i w odniesieniu do poszczególnych poziomów wodonośnych. Naturalna odporność ujmowanych wód podziemnych, w przypadku wielu ujęć nie gwarantuje ich pełnej ochrony i powinny mieć one ustanowione strefy ochronne zgodnie z obowiązującymi przepisami. Główne ogniska zanieczyszczeń związane są z działalnością rolniczą oraz nieuporządkowaną gospodarką ściekową na terenach wiejskich. Pomimo zróżnicowanego oddziaływania antropogenicznego na wody podziemne jakość wód w zlewni należy określić jako dobrą, czego nie przekreślają często występujące wysokie stężenia żelaza i manganu.

Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Biebrzy obliczono dwiema metodami: hydrologiczną i modelowania matematycznego (Filar i in., 2018). Pierwsza z metod, poza przepływem nienaruszalnym rzek, nie uwzględnia innych kryteriów środowiskowych. Natomiast przyjęte, w obliczeniu zasobów dyspozycyjnych metodą modelowania matematycznego, kryteria środowiskowe (przyrodniczo-środowiskowe), pozwolą zachować odpowiednie warunki wodne ekosystemom lądowym zależnym od wód podziemnych, przy poborze wód podziemnych z ujęć w wysokości zatwierdzonych zasobów dyspozycyjnych. Znaczny udział obszarów wymagających szczególnej ochrony, stanowiący ponad 30% obszaru zlewni Biebrzy, w sposób istotny wpływa na zmniejszenie zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych tego regionu. W dużym uproszczeniu, dla tych właśnie obszarów zarezerwowane jest około 60% zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych oszacowanych metodą hydrologiczną.

LITERATURA

BENTKOWSKI A., HAKENBERG H., WIŚNIEWSKI C., 1996 — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych z utworów czwartorzędowych Regionu Wielkich Jezior Mazurskich. PG POLGEOL. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

BIELAK S., 2006 — Życiodajne bagna. Melioracja mokradeł Biebrzy – rolniczy sukces czy ekologiczna porażka. *Ekoprofit*, **81** (5): 77–83.

BIELAK S., 2009 — Ocena i prognoza stanu ekologicznego ekosystemu rzecznego na obszarze Biebrzańskiego Parku Narodowego. Praca doktorska, Arch. Politechnika Krakowska, Kraków.

BOK G. (red.), 2016 — Raport o stanie środowiska województwa podlaskiego 2015. Bibl. Monit. Środ. Białystok.

CHOCIAN G., GŁADKOWSKA-CHOCIAN B., OLĘDZKA A., OSTROWSKA A., 2012 — Program Ochrony Środowiska Powiatu Grajewskiego na lata 2012–2015, z perspektywą na lata 2016–2019. EKOTON sp. z o.o., Białystok.

CZARNECKA H., DOBROWOLSKI A., GŁOWACKA B., HOŁDAKOWSKA J., KRUPA-MARCHLEWSKA J., SAWICKA E., ZANIEWSKA M., 2005 — Atlas podziału hydrograficznego Polski w skali 1:200 000. IMGW, Warszawa.

CZEREPKO J., 2011 — Zmiany roślinności na siedliskach mokradeł leśnych północno-wschodniej Polski. *Prace Instytutu Badawczego Leśnictwa, Rozprawy i Monografie*, **16**.

DĄBROWSKI S., KAPUŚCIŃSKI J., NOWICKI K., PRZYBYŁEK J., SZCZEPAŃSKI A., 2011 — Metodyka modelowania matematycznego w badaniach i obliczeniach hydrogeologicznych. Poradnik metodyczny. MŚ, Warszawa.

DEMBEK W., OŚWIT J., 1992 — Rozpoznawanie warunków hydrologicznego zasilania siedlisk mokradłowych. *Bibl. Wiad. IMUZ*, **79**: 15–38.

DEMBEK W., PIÓRKOWSKI H., RYCHARSKI M., 2000 — Mokradła na tle regionalizacji fizycznogeograficznej Polski. *Bibl. Wiad. IMUZ*, **97**, ss. 131.

D'OBYRN K., GRABCZAK J., ZUBER A., 1997 — Mapa składów izotopowych infiltracji holoceńskiej na obszarze Polski. *W*: Współczesne Problemy Hydrogeologii, T. VIII. Kiekrz k/Poznania. Wydaw. WIND, Wrocław: 331–333.

DOROCHOWICZ A., ZEGA A.M., 2013a — Klasyfikacja jezior województwa podlaskiego badanych w 2012 roku (zweryfikowana przez Instytut Ochrony Środowiska – Państwowy Instytut Badawczy z uwzględnieniem opinii eksperckiej). WIOŚ Białystok, Suwałki.

DOROCHOWICZ A., ZEGA A.M., 2013b — Wstępna klasyfikacja jezior województwa podlaskiego badanych w 2012 roku. WIOŚ Białystok, Suwałki.

DOROCHOWICZ A., ZEGA A.M., 2014 — Klasyfikacja jezior województwa podlaskiego badanych w 2013 roku (zweryfikowana przez Instytut Ochrony Środowiska – Państwowy Instytut Badawczy z uwzględnieniem opinii eksperckiej). WIOŚ Białystok, Suwałki.

DOROCHOWICZ A., ZEGA A.M., 2016 — Klasyfikacja jezior województwa podlaskiego badanych w 2015 roku (z uwzględnieniem uwag Instytutu Ochrony Środowiska – Państwowego Instytutu Badawczego). WIOŚ Białystok, Suwałki.

DOWGIAŁŁO J., KLECZKOWSKI A.S., MACIOSZCZYK T., RÓŻKOWSKI A. (red.), 2002 — Słownik hydrogeologiczny. Wyd. II. PIG, Warszawa.

DULIŃSKI M., KUC T., RÓŻAŃSKI K., 2014 — Oznaczenia laboratoryjne trytu w 428 próbkach wód podziemnych wraz z opisem wyników. Towarzystwo Badania Przemian Środowiska „Geosfera", Kraków.

EKOSYSTEMY LĄDOWE pozostające w dynamicznych relacjach z wodami podziemnymi i powierzchniowymi dla obszarów dorzeczy w Polsce (z wyłączeniem regionu wodnego Warty), 2009 — części I–III. Arch. TECHMEX S.A., IMUZ, Warszawa.

FILAR S., HONCZARUK M., JÓŹWIAK K., PRZYTUŁA E., SZYDŁO M., TOKARSKA A., WĘGLARZ D., 2015a — Program prac dla ustalenia zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych zlewni Biebrzy. PIG-PIB, Warszawa.

FILAR S., HONCZARUK M., JÓŹWIAK K., JANIK M., NIDENTAL M., PRZYTUŁA E., STAROŚCIAK A., SZYDŁO M., ŚLIWIŃSKI Ł., WĘGLARZ D., 2018 — Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni Biebrzy. PIG-PIB, Warszawa.

FILAR S., MORDZONEK G., PRZYTUŁA E., WĘGLARZ D., 2015b — Ustalenie możliwych do zagospodarowania zasobów wód podziemnych i przeprowadzenie bilansu wodnogospodarczego z uwzględnieniem oddziaływań z wodami powierzchniowymi w polskiej części dorzeczy: Dniestru, Dunaju, Jarft, Łaby, Niemna, Pregoły, Świeżej i Ucker. Informator państwowej służby hydrogeologicznej. PIG-PIB, Warszawa.

FRANKOWSKI Z., GAŁKOWSKI P., MITRĘGA J., 2009 — Struktura poboru wód podziemnych w Polsce. Informator PSH. PIG-PIB, Warszawa.

GORCZYCA G., PORWISZ B., KOZIARA T., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny w skali 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sokółki (106). Przedsiębiorstwo Geol. S.A., Kraków.

GRUSZCZYŃSKI T., 2011 — Model pojęciowy jednolitej części wód podziemnych JCWPd 32 (nr 34 wg podziału JCWPD 161) – Kotlina Biebrzańska. UW, Warszawa.

GRYGORUK M., 2018 — Nowe spojrzenie na zalaną łąkę czyli słowo o retencji. Biebrzańskie Wieści nr 23, Gazeta informacyjna Biebrzańskiego Parku Narodowego.

HERBICH P., 2002 — Dokumentowanie i bilansowanie zasobów wód podziemnych w gospodarowaniu wodami, Mat. 14 konf. „Problemy wykorzystania wód w gospodarce komunalnej: 58–67. PZITS, ŚUW, Częstochowa.

HERBICH P., 2005 — Zasoby perspektywiczne wód podziemnych – cel ustalenia i metodyka obliczeń dla zlewniowych syste-

mów wodonośnych. *W*: Współczesne problemy hydrogeologii, T. XII: 261–268. Wydaw. UMK, Toruń.

HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI C., 2003 — Ustalenie zasobów perspektywicznych wód podziemnych w obszarach działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej (raport końcowy). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI C., 2007 — Wydzielenie rejonów wodnogospodarczych dla potrzeb zintegrowanego zarządzania zasobami wód podziemnych i powierzchniowych kraju. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

HERBICH P., KAPUŚCIŃSKI J., NOWICKI K., RODZOCH A., 2013 — Metodyka określania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w obszarach bilansowych z uwzględnieniem potrzeb jednolitych bilansów wodnogospodarczych – Poradnik metodyczny. PIG-PIB, Warszawa.

HERBICH P., KOZERSKI B., CIECHANOWSKI M., 2005 — Rafy i mielizny dokumentowania na ocenie hydrogeologii. *Prz. Geol.* **53** (10/1): 810–817.

HERBICH P., PRZYTUŁA E., 2012 — Ustalenie możliwych do zagospodarowania zasobów wód podziemnych i przeprowadzenie bilansu wodnogospodarczego z uwzględnieniem oddziaływań z wodami powierzchniowymi w dorzeczu Wisły. Informator państwowej służby hydrogeologicznej. PIG-PIB, Warszawa.

IMGW, 2007 — Komputerowa Mapa Podziału Hydrograficznego Polski, opracowana przez Ośrodek Zasobów Wodnych IMGW na zamówienie Ministra Środowiska.

INSPEKCJA OCHRONY ŚRODOWISKA, 2014 — Informacja Podlaskiego Wojewódzkiego Inspektora Ochrony Środowiska o stanie środowiska na terenie powiatu augustowskiego w 2013 r. WIOŚ Białystok, Suwałki.

JÓŹWIAK K., 2018 — Wykład monograficzny „Ekosystemy zależne od wód podziemnych".

JÓŹWIAK K., 2019 — Propozycja klasyfikacji stanu zachowania siedlisk hydrogenicznych na podstawie wskaźników hydrogeochemicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **475**: 67–74.

JÓŹWIAK K., SOLOVEY T., 2019 — Rola wód podziemnych w zasilaniu mokradeł w nawiązaniu do różnorodnych warunków geomorfologicznych. *Prz. Geol.*, **67** (11): 906–913.

KACPRZAK L., KACPRZAK I., 2017 — Dokumentacja wyników badań geoelektrycznych wykonanych 398 sondowań elektrooporowych (SGE) w celu rozpoznania budowy geologicznej, warunków hydrogeologicznych dla obszaru bilansowego zlewni Biebrzy. APIS GEO Iwona Kacprzak. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

KAPUŚCIŃSKI J., KUBICZEK I., HULBOJ A., FURMANKOWSKA A., NOWAK K., 2011 — Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki hydrogeologiczne w związku z ustanawianiem obszaru ochronnego Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 217 – Pradolina rzeki Biebrzy. PG POLGEOL S.A. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

KAZANOWSKA J. PRACA ZBIOROWA (red. T. ZALEWSKI), 2016 — Raport o stanie środowiska województwa warmińsko-mazurskiego w 2015 r. BMŚ, Olsztyn.

KAZIMIERSKI B., GIDZIŃSKI T., 2009 — Współpraca międzynarodowa w zakresie podziemnych wód granicznych, Współczesne Problemy Hydrogeologii, Vol. 14.

KAZIMIERSKI B., GIDZIŃSKI T., CABALSKA J., MIKOŁAJCZYK A, 2003 — Transgraniczny monitoring wód podziemnych wschodnich granic państwa. *W*: XI Ogólnopolskie Sympozjum Współczesne problemy hydrogeologii (red. H. Piekarek-Jankowska i in.). Jastrzębia Góra: 395–398. Wydz. Bud. Wod. i Inż. Środ. PG, Gdańsk.

KLECZKOWSKI A.S., 1978 — Hydrogeologia ziem wokół Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.

KONDRACKI J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

KOSTRZEWA H., 1977 — Weryfikacja kryteriów i wielkości przepływu nienaruszalnego dla rzek Polski, Materiały Badawcze. Seria: Gospodarka Wodna i Ochrona Wód. IMGW, Warszawa.

KOSTURKIEWICZ A., KORYTOWSKI M., STASIK R., SZAFRAŃSKI CZ., 2002 — Amplitudy zmian poziomu wody gruntowej w glebach siedlisk leśnych jako wskaźnik ich zdolności retencyjnych. Roczniki AR w Poznaniu. *Melioracje i Inżynieria Środowiska*, **338** (22): 55–64.

KOTLICKA G., PAŁYS J., RÓŻKOWSKI A., 1961 — Obliczenie zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych dla 68 miejscowości w opolsko-śląsko-krakowskim regionie. Sprawozdanie roczne – 1961 r. Arch. PIG-PIB Oddział Górnośląski.

KOWALCZYK A., SZYDŁO M., STĘPIŃSKA-DRYGAŁA I., WESOŁOWSKI P., BEJGER M., GOŁĘBIEWSKI M., 2017 — Informator PSH. Niżówki hydrogeologiczne w Polsce w latach 1981–2015. PIG-PIB, Warszawa.

KRAWCZYŃSKI J., KRAWCZYŃSKA B., SINICYN G., GRODZKA-ŁUKASZEWSKA M., NECZYŃSKA K., KOZIOŁEK J., KUDŁACIK J., OTRĘBSKI A., WYSZOWSKA I., JANICA D., OFICJALSKA H., NOWAK I., 2018 — Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni górnej Narwi ze zlewnią Supraśli oraz zlewnie Łosośny i Świsłoczy. IMS, Arcadis. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., 1995 — Atlas grawimetryczny polski w skali 1:500 000. PIG, Warszawa.

KUCZYŃSKA A. I ZESPÓŁ, 2017 — Raport o stanie jednolitych części wód podziemnych w dorzeczach, stan na rok 2016. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

LINDNER L. (red), 1992 — Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia. Wydaw. Pol. Agencja Ekol., Warszawa.

LORENC H., 2005 — Atlas klimatu Polski. IMiGW, Warszawa.

ŁACHACZ A., 2010 — Wskazania dla obszarów hydrogenicznych – wpływ prognozowanych zmian zasobów wodnych i bilansu wodnego na gatunki i ekosystemy najsilniej zależne od warunków hydrologicznych. *W*: Seminarium GDOŚ: Bioróżnorodność a zmiany klimatyczne – zagrożenia, szanse, kierunki działań. Warszawa, 25.11.2010.

MACIOSZCZYK A., 1990 — Tło i anomalie hydrogeochemiczne. Metody badania, oceny i interpretacji. *Centralny Program Badań Podstawowych: Ochrona i Kształtowanie Środowiska Przyrodniczego* 04.10, **54**. Wydaw. SGGW-AR, Warszawa.

MAŁECKA D., MAŁECKI J., 1990 — Zbiornik nr 217 – Pradolina rzeki Biebrzy. Koncepcja szczegółowa dla głównych zbiorników wód podziemnych. Centralny Program Badań Podstawowych: Ochrona i Kształtowanie Środowiska Przyrodniczego 04.10 tzw. „zbiorniki chronione". Arch. AGH, Kraków.

MAPA HYDROGEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1:50 000. Udostępnianie, weryfikacja, aktualizacja i rozwój. INSTRUKCJA. Ministerstwo Środowiska, 2004, Warszawa.

MICHALIK A., POPRAWA D., 1961 — Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych (województwa: katowickiego, krakowskiego, rzeszowskiego). Arch. PIG-PIB Oddział Karpacki.

MIKOŁAJKÓW J., SADURSKI A. (red.), 2017 — Informator PSH. Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w Polsce. PIG-PIB, Warszawa.

MILER A., KAMIŃSKI B., CZERNIAK A., GRAJEWSKI S., OKOŃSKI B., STASIK R., DROBIEWSKA E., KRYSZTOFIAK A., POSZYLER-ADAMSKA A., KORŻAK M., 2008 — Ochrona obszarów mokradłowych na terenach leśnych. Wydaw. Uniw. Przyrod. w Poznaniu, ss. 137.

MOJSKI J.E., 2005 — Ziemie Polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. PIG, Warszawa.

NAŁĘCZ T., GIDZIŃSKI T., KAZIMIERSKI B., SADURSKI A., 2011 — Transgraniczny monitoring wód podziemnych wzdłuż wschodniej granicy Unii Europejskiej – dotychczasowe doświadczenia i plany na przyszłość. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **445**: 437–446..

NOWICKI Z., 2004 — Wykonanie oznaczeń trytowych i określenie wieku wód w ok. 200 punktach obserwacyjnych. Etap I. Raport PSH. Narod. Arch. Geol, PIG-PIB, Warszawa.

NOWICKI Z., 2005 — Wykonanie oznaczeń trytowych i określenie wieku wód w ok. 200 punktach obserwacyjnych. Etap II. Raport PSH. Narod. Arch. Geol, PIG-PIB, Warszawa.

NOWICKI Z., 2006 — Wykonanie oznaczeń trytowych i określenie wieku wód w ok. 200 punktach obserwacyjnych. Etap III. Raport PSH. Narod. Arch. Geol, PIG-PIB, Warszawa.

NOWICKI Z. (red.), 2007 — Mapa obszarów zagrożonych podtopieniami w Polsce. PIG, Warszawa.

NOWICKI Z., LEŚNIAK P.M., WILAMOWSKI A., 2015 — Zawartość trytu i skład izotopowy tlenu w płytkich wodach podziemnych w punktach badawczych krajowej sieci monitoringu. *Prz. Geol*. **63** (10/2): 976–980.

OFICJALSKA H., BORZYSZKOWSKI J., 1992 — Projekt badań hydrogeologicznych dla rozpoznania zasobów wód podziemnych i ich ochrony z utworów czwartorzędowych na obszarze zleni rzeki Biebrzy, PG POLGEOL, Warszawa.

OFICJALSKA H., JANICA D., GRODZKA-ŁUKASZEWSKA M., SINICYN G., NECZYŃSKA K., KOZIOŁEK J., KUDŁACIK J., OTRĘBSKI A., WYSZOWSKA I., KRAWCZYŃSKI J., KRAWCZYŃSKA B., NOWAK I., 2018 — Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych obszaru bilansowego zlewni dolnej Pisy, Szkwy, Rozogi, rzek Ruż i Gać. IMS, Arcadis. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

OFICJALSKA H., JANICA D., KRAWCZYŃSKI J., KRAWCZYŃSKA B., KUDŁACIK J., MICHALAK J., OTRĘBSKI A., PAWLICKI W., WYSZOWSKA I., 2016 — Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Szeszupy, Czarnej Hańczy i Marychy w granicach państwa. Arcadis, Kancelaria Środowiska Sp. z o.o. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

OKRUSZKO H., 1992 — Siedliska hydrogeniczne, ich specyfika i zróżnicowanie. *Bibl. Wiad. IMUZ*, **79**: 5–14.

OKRUSZKO T., MIODUSZEWSKI W., KUCHARSKI L., 2011 — Ochrona i renaturalizacja mokradeł Kampinoskiego Parku Narodowego. Wydaw. SGGW, Warszawa, ss. 240.

OZGA-ZIELIŃSKA M., BRZEZIŃSKI J., 1994 — Hydrologia stosowana, Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

PACZYŃSKI B., KOLAGO C., TUREK S., MACHER J., DUCHNOWSKI Z., 1962 — Dyspozycyjne zasoby wód podziemnych dla wybranych punktów na terenie Polski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

PACZYŃSKI B., 1968 — Aktualny stan rozpoznania i perspektywy oceny zasobów wód podziemnych w skali regionalnej i ogólnokrajowej. Monografie 1: 33–48.

PACZYŃSKI B., 1972 — Metodyczne zasady oceny zasobów wód podziemnych w strukturach regionalnych. Wydaw. Geol., Warszawa.

PACZYŃSKI B. (red.), 1993 — Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000. Cz. I. Systemy zwykłych wpodziemnych. Wydaw. Geol., Warszawa.

PACZYŃSKI B. (red.), 1995a — Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000. Cz. II. Zasoby, jakość ochrona zwykłych wód podziemnych. Wydaw. Geol., , Warszawa.

PACZYŃSKI B., 1995b — Ocena, zatwierdzanie i bilansowanie zasobów wód podziemnych w Polsce. *W*: Współczesne Problemy hydrogeologii, T. VII. Kraków–Krynica: 23–44. Wydaw. PROFIL.

PACZYŃSKI B., MACIOSZCZYK T., KAZIMIERSKI B., MITRĘGA J., 1996 — Ustalanie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych. Poradnik metodyczny. MOŚZNiL, Warszawa.

PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z., 1985 — Zasoby regionalne wód podziemnych w Polsce. *Prz. Geol.*, **33** (9): 496–501.

PACZYŃSKI B., SADURSKI A. (red.), 2007 — Hydrogeologia regionalna Polski, T. I – Wody słodkie, T. II – Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalniane. PIG, Warszawa.

PAZDRO Z., 1964 — Hydrogeologia ogólna. Wydaw. Geol., Warszawa.

PICH J., PŁOCHNIEWSKI Z., 1968 — Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych na obszarze prawobrzeżnej części zlewni dolnej Nysy Łużyckiej autorstwa Duchnowski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

PRZYTUŁA E., 2015 — Programy prac i dokumentacje hydrogeologiczne ustalające zasoby dyspozycyjne wód podziemnych dla potrzeb przeprowadzania bilansów wodnogospodarczych oraz opracowania warunków korzystania z wód regionu wodnego i zlewni – założenia metodyczne, stan realizacji przedsięwzięcia. *Prz. Geol*., **63**, 10/2: 1027–1032.

PRZYTUŁA E., FILAR S., MORDZONEK G., 2013 — Ustalenie możliwych do zagospodarowania zasobów wód podziemnych i przeprowadzenie bilansu wodnogospodarczego z uwzględnieniem oddziaływań z wodami powierzchniowymi w polskiej części dorzecza Odry. Informator państwowej służby hydrogeologicznej. PIG-PIB, Warszawa.

PRZYTUŁA E., MIKOŁAJCZYK A., GIDZIŃSKI T., KUCZYŃSKA A., PALAK-MAZUR D., PRAŻAK J., WOŹNICKA M., WYSZOMIERSKI M., CABALSKA J., GALCZAK M., KOMOROWSKI W., ROJEK A., 2019 — Historia monitoringu wód podziemnych w Państwowym Instytucie Geologicznym. *Prz. Geol*., **67** (12): 982–994.

RODZOCH A., 2002 — Problemy dokumentowania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w granicach zlewni rzecznych. *W*: XIV Konferencja Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej – gospodarowanie zasobami wód podziemnych. Wydaw. PZITS, Częstochowa: 68–78.

RODZOCH A., 2003 — Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych – czas najwyższy na szczerą dyskusję. *W*: XI Ogólnopolskie Sympozjum Współczesne problemy hydrogeologii (red. H. Piekarek-Jankowska i in.). Jastrzębia Góra. Cz. 2: 51–54. Wydz. Bud. Wod. i Inż. Środ. PG, Gdańsk.

SADURSKI A., PRZYTUŁA E., 2016 — Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych dorzeczy w Polsce w świetle zrównoważonego gospodarowania wodami. *Biul. Państw. Inst. Geol*., **466**: 261–270.

SKRZYPCZYK L., 2002 — Mapa głównych zbiorników wód podziemnych. PIG, Warszawa.

SKRZYPCZYK L., 2005 — Map of Preliminary Valorization of the Major Groundwater Basins as cartographic representation of documentation of groundwater reservoirs, with establishing direction for further work and research. PIG-PIB, Warszawa.

SKRZYPCZYK A., DOBKOWSKA A., GRUSZCZYŃSKI T., WIETESKA Z., WŁOSTOWSKI J., GREGOSIEWICZ R., ŻMIJEWSKI Ł., NOWAKOWSKA M., GÓRALSKA M., 2016 — Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Pregoły (bez Łyny). SEGI AT Sp. z o.o. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

SOLOVEY T., JÓŹWIAK K., 2019 — Skład chemiczny wód podziemnych w strefie kontaktu z siedliskami hydrogenicznymi. *Biul. Państw. Inst. Geol*., **476**: 115–122.

STACHY J. (red.), 1987 — Atlas hydrologiczny Polski. Wydaw. IMGW.

STUDIUM OCHRONY PRZECIWPOWODZIOWEJ RZGW, 2017 — materiały cyfrowe. Arch. RZGW, Warszawa.

STUPNICKA E., 1997 — Geologia regionalna Polski. UW, Warszawa.

SZCZEPAŃSKI A., 2008 — Metodyka modelowanego bilansowania zasobów wód podziemnych w ich zlewniowym zagospodarowaniu. *Biul. Państw. Inst. Geol*., **432**: 201–208.

ŚMIETAŃSKI L., 2012 — Zastosowanie przekształcenia stałoobjętościowego do oceny odnawialności zasobów wód podziemnych wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.* **451**: 227–234.

ŚMIETAŃSKI L., PRZYTUŁA E., FILAR S., STAROŚCIAK A., 2017 — Ustalanie zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w obszarach bilansowych przy użyciu Generatora Poboru Wirtualnego. *Prz. Geol*. **65** (11/1): 1159–1162.

WITCZAK S. (red.), 2011 — Mapa wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie, Plansza I, Podatność wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego na zanieczyszczenia z powierzchni terenu, 1:500 000. AGH, Kraków.

WOŚ A., 2010 — Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku. UAM, Poznań.

ŻELAŹNIEWICZ A., ALEKSANDOWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geol. PAN, Wrocław, ss. 60.

BAZY DANYCH

ANTROPOPRESJA, 2019 — Baza danych PIG-PIB, stan na 2019 r.

BAZA ZASOBÓW DYSPOZYCYJNYCH WÓD PODZIEMNYCH, 2019 — Baza danych PIG-PIB, stan na 2019 r.

CBDG, 2019 — Centralna Baza Danych Geologicznych PIG-PIB, stan na 2019 r.

CBDH, 2019 — Centralna Baza Danych Hydrogeologicznych PIG-PIB, stan na 2019 r.

CORINE LAND COVER, 2018 — Baza danych (http://clc.gios.gov.pl), Główny Inspektorat Ochrony Środowiska, Warszawa, stan na 2018 r.

GUS, 2016 — Baza Danych Lokalnych (https://bdl.stat.gov.pl/BDL/start).

GZWP, 2020 — Baza danych PIG-PIB, stan na 2020 r.

IMGW-PIB, 2018 — Centralna Baza Danych Historycznych CBDH IMGW-PIB.

KATASTER WODNY, 2018 — Poszczególne regionalne zarządy gospodarki wodnej (RZGW).

MHP, 2019 — Baza danych PIG-PIB, stan na 2019 r.

MWP, 2019 — Baza danych Monitoringu wód podziemnych, PIG-PIB.

POBORY, 2017 — Baza danych, stan na 2017 r.

ŹRÓDŁA INTERNETOWE

DZIAŁALNOŚĆ PAŃSTWOWEJ SŁUŻBY HYDROGEOLOGICZNEJ. SYNTEZA, 2003–2018 — Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa; https://www.pgi.gov.pl/dokumenty-przegladarka/psh/zadania-psh/synteza-psh.html, stan na 02.2020 r.

HTTP://NATURA2000.gdos.gov.pl — Strona Generalnej Dyrekcji Ochrony Środowiska poświęcona sieci Natura 2000, stan na 02.2020 r.

HTTPS://WWW.ZIELONEWROTA.PL/INDEX.PHP?P=10 — Strona Podlaskiego Portalu Przyrodniczo-Turystycznego, stan na 02.2020 r.

MIDAS, 2018 — http://geoportal.pgi.gov.pl/midas-web, PIG-PIB, stan na 02.2020 r.

RAPORT z przeglądu i aktualizacji wstępnej oceny ryzyka powodziowego 2018 — Załącznik nr II, Zestawienie danych dotyczących znaczących powodzi historycznych i powodzi prawdopodobnych. Sewco Consulting Sp. z o.o. IMiGW-PIB (https://www.kzgw.gov.pl/files/WORP%202019/aWORP/Raport/raport_04122018.pdf, https://www.kzgw.gov.pl/files/WORP/Zalacznik_2.pdf), stan na 02.2020 r.

AKTY PRAWNE

DYREKTYWA 2000/60/WE — Dyrektywa Parlamentu Europejskiego i Rady z 23 października 2000 r. ustanawiająca ramy wspólnotowego działania w dziedzinie polityki wodnej (Dz. Urz. UE L 327/1 z dn. 22.12.2000 r.) (RDW), Bruksela.

DYREKTYWA RADY 92/43/EWG z dnia 21 maja 1992 r. w sprawie ochrony siedlisk przyrodniczych oraz dzikiej fauny i flory (Dz. Urz. UE L 206 z dn. 22.07.1992 r.).

ROZPORZĄDZENIE Dyrektora RZGW w Warszawie NR 5/2015 z dnia 3 kwietnia 2015 r. w sprawie warunków korzystania z wód regionu wodnego Środkowej Wisły (Dz. Urz Woj. Maz. z dn. 14 kwietnia 2015 r., poz. 3449).

ROZPORZĄDZENIE Dyrektora RZGW w Warszawie nr 17/2016 z dnia 19 grudnia 2016 r. w sprawie warunków korzystania z wód regionu wodnego Środkowej Wisły (Dz. Urz. Woj. Maz. z dn. 23 grudnia 2016 r., poz. 11705).

ROZPORZĄDZENIE Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 9 października 2019 r. w sprawie form i sposobu prowadzenia monitoringu jednolitych części wód powierzchniowych i jednolitych części wód podziemnych (Dz. U. Poz. 2147).

ROZPORZĄDZENIE Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. w sprawie kryte-

riów i sposobu oceny jednolitych części wód podziemnych (Dz. U. Poz. 2148).
ROZPORZĄDZENIE Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa z dnia 23 sierpnia 1994 r. w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinna odpowiadać dokumentacja hydrogeologiczna i geologiczno-inżynierska (Dz. U. Nr 93, poz. 444).
ROZPORZĄDZENIE Ministra Środowiska z dnia 19 grudnia 2001 r. w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinny odpowiadać dokumentacje hydrogeologiczne i geologiczno-inżynierskie (Dz. U. Nr 153, poz. 1779).
ROZPORZĄDZENIE Ministra Środowiska z dnia 3 października 2005 r. w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinny odpowiadać dokumentacje hydrogeologiczna i geologiczno-inżynierska (Dz. U. Nr 201, poz. 1673).
ROZPORZĄDZENIE Ministra Środowiska z dnia 23 grudnia 2011 r. w sprawie dokumentacji hydrogeologicznej i dokumentacji geologiczno-inżynierskiej (Dz. U. Nr 291, poz. 1714).
ROZPORZĄDZENIE Ministra Środowiska z dnia 22 października 2014 r. w sprawie sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych oraz środowiskowych norm jakości dla substancji priorytetowych (Dz. U. Poz. 1482).
ROZPORZĄDZENIE Ministra Środowiska z dnia 21 grudnia 2015 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu jednolitych części wód podziemnych (Dz. U. z 2016, Poz. 85).
ROZPORZĄDZENIE Ministra Środowiska z dnia 18 listopada 2016 r. w sprawie dokumentacji hydrogeologicznej i dokumentacji geologiczno-inżynierskiej (Dz. U. Poz. 2033).
ROZPORZĄDZENIE Ministra Zdrowia z dnia 7 grudnia 2017 r. w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi (Dz. U. Poz. 2294).
ROZPORZĄDZENIE Rady Ministrów z dnia 9 września 1993 r. w sprawie utworzenia Biebrzańskiego Parku Narodowego (Dz. U. Nr 86, poz. 399).
USTAWA o ochronie przyrody z dnia 16 kwietnia 2004 (Dz. U. Nr 92 poz. 880).
USTAWA Prawo geologiczne i górnicze z dnia 4 lutego 1994 r. (t.j.: Dz. U. z 2005 Nr 228, poz. 1947, ze zmianami).
USTAWA Prawo geologiczne i górnicze z dnia 9 czerwca 2011 r. (t.j.: Dz. U. z 2020 Poz. 1064).
USTAWA Prawo wodne z dnia 20 lipca 2017 r. (Dz. U. 2020, Poz. 3).

MATERIAŁY KARTOGRAFICZNE

PRZEGLĄDOWA MAPA GEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1:300 000

CZAPLICKA J., 1954 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. B, ark. Białystok. IG, Warszawa.
PACHUCKI CZ., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. A, ark. Suwałki. IG, Warszawa.
KONDRACKI J., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. A, ark. Giżycko. PIG, Warszawa.
PIETKIEWICZ Z., 1950 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. A, ark. Białystok. IG, Warszawa.
ZWIERZ S., 1948 — Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski 1:300 000, wyd. A, ark. Olsztyn. IG, Warszawa.

PRZEGLĄDOWA MAPA HYDROGEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1:300 000

KOLAGO C., 1957 — Przeglądowa Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:300 000, ark. Olsztyn. IG, Warszawa.
KOTER L., 1956 — Przeglądowa Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:300 000, ark. Giżycko. IG, Warszawa.
KOTER L., 1958 — Przeglądowa Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:300 000, ark. Suwałki. IG, Warszawa.
MACHER J., 1959 — Przeglądowa Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:300 000, ark. Białystok. IG, Warszawa.

MAPA GEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1:200 000

BAŁUK A., 1973— Mapa geologiczna Polski 1:200 000 ark. Białystok, wyd. A i B. IG, Warszawa.
BER A., 1970— Mapa geologiczna Polski 1:200 000 ark. Sejny, wyd. A i B. IG, Warszawa.
BER A., 1971— Mapa geologiczna Polski 1:200 000 ark. Suwałki, wyd. B. IG, Warszawa.
BER A., 1972— Mapa geologiczna Polski 1:200 000 ark. Sokółka, wyd. A i B. IG, Warszawa.
BER A., 1975 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000 ark. Ełk. IG, Warszawa.
BIERNAT S., 1985 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Pisz. IG, Warszawa.
NOWICKI A J., 1971 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000 ark. Białystok, wyd. A i B. IG, Warszawa.
SŁOWAŃSKI W., 1974 — Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Kętrzyn. IG, Warszawa.

MAPA HYDROGEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1:200 000

BIENIASZEWSKA H., KRAJEWSKI S., NOWAKOWSKI C., 1981a — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami, ark. Suwałki (11). UW, Warszawa.
BIENIASZEWSKA H., KRAJEWSKI S., NOWAKOWSKI C., 1981b — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sejny (12). UW, Warszawa.
BIERNAT S., 1982 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami, ark. Pisz (20). IG, Warszawa.
KOLAGO C., MIECZNICKI J., 1984 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami, ark. Białystok (32). IG, Warszawa.
MACIOSZCZYK A., MACIOSZCZYK T., MAŁECKA D., MURZYNOWSKI W., 1981 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami, ark. Ełk (21). UW, Warszawa.
POKORA M., 1985 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sokółka (22). PIG, Warszawa.
POKORA M., ZAWADZKA E., 1980 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami, ark. Kętrzyn (10). IG, Warszawa.
WITKOWSKA B., 1981 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami, ark. Łomża (31). IG, Warszawa.

SZCZEGÓŁOWA MAPA GEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1:50 000

ALBRYCHT A., 2008 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Dolistowo Stare (223). PG POLGEOL S.A., Lublin.

BAŁUK A., PETELSKI K., 2012 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Łomża. Akademia Pomorska, Inst. Geogr.

BER A., 1967 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Jeleniewo (72). PIG-PIB, Warszawa.

BER A., 1990 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Suwałki (108). PIG-PIB, Warszawa.

BER A., 2000 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Krasnopol (109). PIG-PIB, Warszawa.

BER A., 2007 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Augustów (147). PIG-PIB, Warszawa.

BER A., 2008 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wieliczki (146). PIG-PIB, Warszawa.

BORATYN J., 2006 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sokółka (264). PG POLGEOL S.A., Kraków.

BRÓJ M., WOŹNIAK P., 1990 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Olecko (107). PIG-PIB, Warszawa.

KACPRZAK L., JANICA D., 2012 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sokółki (106). Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych, Warszawa.

KACPRZAK L., LISICKI S., 2007 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sztabin (186). Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych, Warszawa.

KMIECIAK M., 2006 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nowowola (263). PG POLGEOL S.A., Kraków.

KOZŁOWSKA M., KOZŁOWSKI I., 2004 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Biała Piska (220). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

KOZŁOWSKI I., 2004a — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Grajewo (221). PG POLGEOL S.A. Warszawa

KOZŁOWSKI I., 2004b — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Stawiski (258). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

KOZŁOWSKI I., 2006 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Suchowola (224). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

KRZYWICKI T., 1987 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Filipów (71). PIG-PIB, Warszawa.

KRZYWICKI T., 2001 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Rygol (149). PIG-PIB, Warszawa.

KRZYWICKI T., 2002 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Stacja Augustów (148). PIG-PIB, Warszawa.

KRZYWICKI T., 2003 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Rajgród (184). PIG-PIB, Warszawa.

KRZYWICKI T., 2005 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Lipsk (187). PIG-PIB, Warszawa.

KRZYWICKI T., 2009 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Gołdap (70). PIG-PIB, Warszawa.

KUREK S., PREIDL M., 2009 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Mońki (261). PG POLGEOL S.A., Kraków.

LASKOWSKI K., 2002 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wasilków (300). Oprac. Geol.

LICHWA M., 2004 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Radziłów (259). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

LISICKI S., NIZICKA D., 2015 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Ełk (183). PIG-PIB, Warszawa.

LISICKI S., RYCHEL J., 2007a — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wydminy (144). PIG-PIB, Warszawa.

LISICKI S., RYCHEL J., 2007b — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Drygały (182). PIG-PIB, Warszawa.

MAJEWSKA A., 2008a — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Rygałówka (188). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

MAJEWSKA A., 2008b — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nowy Dwór (226). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

MARSZAŁEK S., SZYMAŃSKI J., 2009 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Ruda (222). PG POLGEOL S.A., Lublin.

MIROSŁAW-GRABOWSKA J., GRABOWSKI D., 2007 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Straduny (145). PAN, Warszawa; PIG-PIB, Warszawa.

PŁONCZYŃSKI J., KUREK S., PREIDL M., 2009 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Jasionówka (262). PG POLGEOL S.A., Kraków.

POCHOCKA-SZWARC K., 2013 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Banie Mazurskie (69). PIG-PIB, Warszawa.

POCHOCKA-SZWARC K., LISICKI S., 2015 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Orłowo (105). PIG-PIB, Warszawa.

SZUMAŃSKI A., 2001 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Giżycko (104). PIG-PIB, Warszawa.

SZUMAŃSKI A., LASKOWSKI K., 1993 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Miłki (143). PIG-PIB, Warszawa.

SZYMAŃSKI J., 2009 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami,

TRZMIEL B., 2012 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Goniądz (260). PG POLGEOL S.A., Łódź.

WEŁNIAK A., WROTEK K., 2015 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nowa Wieś (298). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

WŁODEK M., BER A., ADAMSKI M., 2008 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Woźna Wieś (185). EMWU — Prace Geologiczne Maciej Włodek. PIG-PIB, Warszawa.

WROTEK K., 2009 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Dąbrowa Białostocka (225). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

ŻUK R., 2008 — Szczegółowa Mapa geologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wizna (297). Sandr Sp. z o.o., Warszawa.

MAPA HYDROGEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1:50 000 (MHP GUPW)

ANISZCZYK M., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Orłowo (105). Katowickie Przedsiębiorstwo Geologiczne, Katowice.

ĆWIERTNIEWSKA Z., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Drygały (182). PIG-PIB, Warszawa.

FELTER A., ŚMIETAŃSKI L. 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Jeleniewo (72). PIG-PIB, Warszawa.

FELTER A., ŚMIETAŃSKI L., LISTKIEWICZ M., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Krasnopol (109). PIG-PIB, Warszawa.

FILAR S., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Banie Mazurskie (69). Katowickie Przedsiębiorstwo Geologiczne, Katowice.

GORCZYCA G., KOZIARA T., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Gołdap (70). Przedsiębiorstwo Geologiczne S.A., Kraków.

GORCZYCA G., PORWISZ B., KOZIARA T., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sokółki (106). Przedsiębiorstwo Geologiczne S.A., Kraków.

GÓRNIK M., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Giżycko (104). Katowickie Przedsiębiorstwo Geologiczne, Katowice.

GRZEGORCZYK K., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sokółka (264). PG PROXIMA S.A., Wrocław.

HERBICH P., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Biała Piska (220). PIG-PIB, Warszawa.

JANICA D., TUŁODZIECKA A., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Lipsk (187). Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych, Warszawa.

JANICA D., TUŁODZIECKA A., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Rygałówka (188). Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych, Warszawa.

KRAWCZYK J., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Stacja Augustów (148). Przedsiębiorstwo Geologiczne S.A., Kraków.

KRUK L., LEŚNIAK J., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nowa Wieś (298). Krakowskie Przedsiębiorstwo Geologiczne ProGeo, Kraków.

MADEJSKA E., MADEJSKI C., 1998 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wasilków (300). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

MALINOWSKA-PISZ A., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Jasionówka (262). PG PROXIMA S.A., Wrocław.

MALINOWSKA-PISZ A., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nowowola (263). PG PROXIMA S.A., Wrocław.

MENDAKIEWICZ A., DUDA K., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wydminy (144). Przedsiębiorstwo Robót Geologiczno-Wiertniczych Sp. z o.o., Sosnowiec.

MIKOŁAJKÓW J., KACPRZAK L., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sztabin (186). Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych, Warszawa.

NOWAKOWSKI C., WĘGRZYN A., ŻEREBIEC A., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Rygol (149). Hydroconsult Sp. z o.o., Warszawa.

NOWICKI Z., GRYCZKO A., LISTKIEWICZ M., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Olecko (107). PIG-PIB, Warszawa.

NOWICKI Z., GRYCZKO A., LISTKIEWICZ M., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Radziłów (259). PIG-PIB, Warszawa.

NOWICKI Z., GRYCZKO A., LISTKIEWICZ M., 2004c — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Stawiski (258). PIG-PIB, Warszawa.

OFICJALSKA H., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Rajgród (184). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

OFICJALSKA H., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Woźnawieś (185). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

OFICJALSKA H., KRAWCZYŃSKA B., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Augustów (147). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

OFICJALSKA H., KRAWCZYŃSKA B., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wieliczki (146). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

OKRASA T., MORDZONEK G., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Łomża (296). Biuro Studiów i Projektów Gospodarki Wodnej Rolnictwa Bipromel, Warszawa.

RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK T., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wizna (297). PIG-PIB, Warszawa.

SOKOŁOWSKI A., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Miłki (143). PIG-PIB, Warszawa.

ŚMIETAŃSKI L., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Filipów (71). PIG-PIB, Warszawa.

ŚMIETAŃSKI L., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Grajewo (221). PIG-PIB, Warszawa.

ŚMIETAŃSKI L., FELTER A., NOWICKI Z., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Suwałki (108). PIG-PIB, Warszawa.

WŁOSTOWSKI J., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Ełk (183). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

WŁOSTOWSKI J., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Straduny (145). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

ZBORALSKA E., MIKOŁAJCZYK M., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Dolistowo Stare (223). PG PROXIMA S.A., Poznań.

ZBORALSKA E., MIKOŁAJCZYK M., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Ruda (222). PG PROXIMA S.A., Poznań.

ZBORALSKA E., MIKOŁAJCZYK M., 2004c — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Suchowola (224). PG PROXIMA S.A., Poznań.

ZBOROWSKI K., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Goniądz (260). PG PROXIMA S.A., Poznań.

ZBOROWSKI K., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Mońki (261). PG PROXIMA S.A., Poznań.

ZIÓŁKOWSKI M., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Dąbrowa Białostocka (225). PG PROXIMA S.A., Poznań.

ZIÓŁKOWSKI M., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski Główny Użytkowy Poziom Wodonośny 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nowy Dwór (226). PG PROXIMA S.A., Poznań.

MAPA HYDROGEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1:50 000 (MHP PPW-WH)

BENTKOWSKI A., 2005 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny — Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Giżycko (104). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

CZEKAJ J., RUBIN H., RUBIN K., 2018 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny — Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Gołdap (70). UŚ, Sosnowiec.

ĆWIERTNIEWSKA Z., ŚLIWIŃSKI Ł., NIZICKA D., 2011 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Drygały (182). PIG-PIB, Warszawa.

DOBKOWSKA A., STAROŚCIAK A., 2011a — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nowowola (263). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

DOBKOWSKA A., STAROŚCIAK A., 2011b — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sokółka (264). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

FERT M., OLESIUK G., ŚLIWIŃSKI Ł., 2011 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wydminy (144). PIG-PIB, Warszawa.

FILAR S., JÓŹWIAK K., TOKARSKA A., 2017 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Olecko (107). PIG-PIB, Warszawa.

GLEJCH-BULASZEWSKA M., 2005a — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Dolistowo Stare (223). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

GLEJCH-BULASZEWSKA M., 2005b — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Ruda (222). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

GLEJCH-BULASZEWSKA M., 2005c — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Woźnawieś (185). PIG-PIB, Warszawa.

HULBOJ A., 2005a — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Augustów (147). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

HULBOJ A., 2005b — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Stacja Augustów (148). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

HULBOJ A., NIEWIAROWICZ J., 2005a — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Krasnopol (109). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

HULBOJ A., NIEWIAROWICZ J., 2005b — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Suwałki (108). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

JANIK A., KOPACZ M., 2005 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Goniądz (260). PG POLGEOL S.A., Lublin.

JANKOWSKI M., 2006 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Rygol (149). PG POLGEOL S.A., Gdańsk.

JARMUŁOWICZ-SIEKIERA M., OLĘDZKA D., GRYCZKO-GOSTYŃSKA A., 2011 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Stawiski (258). PIG-PIB, Warszawa.

KOPACZ M., JANIK A., 2005a — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Radziłów (259). PG POLGEOL S.A., Lublin.

KOPACZ M., JANIK A., 2005b — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wizna (297). PG POLGEOL S.A., Lublin.

KRAWCZYŃSKI J., ZABŁOCKI S., 2009 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Grajewo (221). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

NIDENTAL M., OLĘDZKA D., PIASECKA A., 2011 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Biała Piska (220). PIG-PIB, Warszawa.

OFICJALSKA H., SZKLARZ K., ŻMIJEWSKI Ł., 2011a — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Lipsk (187). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

OFICJALSKA H., SZKLARZ K., ŻMIJEWSKI Ł., 2011b — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Rygałówka (188). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

OFICJALSKA H., ŻMIJEWSKI Ł., SZKLARZ K., 2011 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nowy Dwór (226). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

OLESIUK G., SZYDŁO M., HONCZARUK M., 2017 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Sokółki (106). PIG-PIB, Warszawa.

PĘCZKOWSKA B., FIGIEL Z., 2009 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Jeleniewo (72). PG POLGEOL S.A., Łódź.

PRZYTUŁA E., MORDZONEK G., WĘGLARZ D., 2011 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Miłki (143). PIG-PIB, Warszawa.

PRZYTUŁA E., WĘGLARZ D., MORDZONEK G., 2017 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wieliczki (1146). PIG-PIB, Warszawa.

RÓŻKOWSKI J., SOŁTYSIAK M., ŚLÓSARCZYK K., 2018 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Filipów (71). UŚ, Sosnowiec.

SZCZERBICKA M., GORCZYŃSKI A., 2005 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nowa Wieś (298). PG POLGEOL S.A., Lublin.

SZYMAŃSKA E., 2018 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Łomża (296). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

ŚLIWIŃSKI Ł., PIASECKA A., MIKOŁAJKÓW J., 2017 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Straduny (145). PIG-PIB. Warszawa.

MAPA HYDROGEOLOGICZNA POLSKI W SKALI 1:50 000 (MHP PPW-WJ)

BIELEŃ R., 2008 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Stacja Augustów (148). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

HULBOJ A., DZIWICZKIEWICZ E., 2008 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Augustów (147). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

JANIK A., MESZCZYŃSKI J., 2010 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Woźna Wieś (185). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

KOPEĆ K., 2013 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Goniądz (260). PG POLGEOL S.A., Łódź.

KRAWCZYŃSKI J., 2010 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Giżycko (104). SEGI-AT Sp. z o.o., Warszawa.

MESZCZYŃSKI J., JANIK A., 2010 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Suwałki (108). PG POLGEOL S.A., Lublin.

MESZCZYŃSKI J., OŻGA A., KĘDZIERAWSKA A., 2013a — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Knyszyn (299). PG POLGEOL S.A., Lublin.

MESZCZYŃSKI J., OŻGA A., KĘDZIERAWSKA A., 2013b — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Nowa Wieś (298). PG POLGEOL S.A., Lublin.

PĘCZKOWSKA B., 2013 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Radziłów (259). PG POLGEOL S.A., Łódź.

PIJEWSKI G., 2013 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Woźna Wieś (185). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

PIJEWSKI G., NOWAK K., 2013 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Dolistowo Stare (223). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

SZCZERBICKA M., JANIK A., 2010 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Krasnopol (109). PG POLGEOL S.A., Lublin.

SZCZERBICKA M., MESZCZYŃSKI J., OŻGA A., 2013 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wizna (297). PG POLGEOL S.A., Lublin.

ZWIERZYŃSKI M, KOTKO D., 2013 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Grajewo (221). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

ZWIERZYŃSKI M., WROŃSKA J., 2013 — Mapa hydrogeologiczna Polski Pierwszy poziom wodonośny – Wrażliwość i Jakość 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Ruda (222). PG POLGEOL S.A., Warszawa.

Wody podziemne są wartościowym zasobem naturalnym, który jako taki powinien być chroniony przed pogorszeniem stanu i zanieczyszczeniem chemicznym. Jest to szczególnie ważne dla ekosystemów zależnych od wód podziemnych oraz w przypadku wykorzystywania wód podziemnych do zaopatrzenia ludności w wodę przeznaczoną do spożycia.

Ramowa Dyrektywa Wodna Unii Europejskiej

ISBN 978-83-66677-98-2