

Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk

**Przekształcenia składu
fizyczno-chemicznego
płytkich wód podziemnych
w strefach drenażu
na obszarach nizinnych**



Wydawnictwo Uniwersytetu w Białymstoku
Białystok 2010

Recenzenci: prof. dr hab. Ryszard Gołdyn
dr hab. Piotr Banaszuk

Fotografia na okładce: Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk

Redakcja: Marta Rogalska
Projekt okładki: Mieczysław Rabczko
Korekta: Marta Rogalska
Tłumaczenie: Marek Szlachta

© Copyright by Wydawnictwo Uniwersytetu w Białymstoku

Wydawnictwo Uniwersytetu w Białymstoku
15-097 Białystok, ul. Marii Skłodowskiej-Curie 14
tel.: 85 745 7120
<http://wydawnictwo.uwb.edu.pl>; e-mail: ac-dw@uwb.edu.pl

Wydanie publikacji sfinansowano ze środków
Wydziału Biologiczno-Chemicznego Uniwersytetu w Białymstoku

Wydanie I

Wszystkie prawa zastrzeżone
All rights reserved

Białystok 2010

ISBN 978-83-7431-248-6

Druk i oprawa: TOTEM.com.pl

SPIS TREŚCI

I. Przedmiot i cele badań	9
II. Teren badań	15
1. Położenie obszaru badań	15
2. Budowa geologiczna	15
3. Geneza i charakter rzeźby terenu	19
4. Pokrywa glebowa	20
5. Szata roślinna i zagospodarowanie terenu	22
6. Warunki klimatyczne	23
6.1. Warunki meteorologiczne okresu badań	23
7. Hydrologiczna charakterystyka regionu białostockiego	24
7.1. Wody powierzchniowe	24
7.2. Źródła	27
7.3. Wody podziemne	31
7.4. Gospodarka wodna	37
III. Metody badań	41
1. Terenowe badania źródeł	42
2. Terenowe badania rzek	45
3. Analiza cech fizyczno-chemicznych wody	47
4. Analiza osadów	48
5. Obliczenia statystyczne	49
IV. Charakterystyka badanych źródeł i rzek	53
1. Położenie i cechy morfologiczne źródeł	53
2. Wydajność źródeł	55
3. Charakterystyka jakości wody w źródłach	56
4. Charakterystyka hydrologiczna i hydrochemiczna Krzemianki	60
5. Charakterystyka hydrologiczna i hydrochemiczna Jarosówki	63
V. Przekształcenia cech fizyczno-chemicznych wody podziemnej w źródłach nizinnych	67
1. Kierunki transformacji parametrów fizyczno-chemicznych wody podziemnej w źródłach nizinnych	67
2. Wpływ typu źródła na kierunki przekształcenia cech fizyczno-chemicznych wody podziemnej	76
3. Wpływ zagospodarowania zlewni powierzchniowej źródeł na kierunek przekształcenia cech fizyczno-chemicznych wody w niszach źródeł	88
4. Zróżnicowanie cech fizycznych i chemicznych wody w obrębie niszy źródłowej	99

VI. Przekształcenia cech fizyczno-chemicznych wody podziemnej w strefie hyporeicznej małych rzek nizinnych	111
1. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych, interstycjalnych w dolinie Krzemianki i Jaroszków oraz dynamika natężenia przepływu Krzemianki i Jaroszków	111
2. Cechy fizyczno-chemiczne osadów dennych	114
3. Porównanie składu fizyczno-chemicznego wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w dolinach rzek	119
4. Dynamika termiczno-tlenowa w wodzie w małych rzekach nizinnych	131
5. Związki azotu w wodzie podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej w dolinach rzek nizinnych	137
6. Zmiany stężenia związków fosforu w wodzie małych zlewni nizinnych	151
7. Przekształcenia rozpuszczonych związków materii organicznej i jej aromatyczności w wodach dolin nizinnych	160
VII. Podsumowanie i wnioski	173
LITERATURA	181
ANEKSY	193
SPIS RYSUNKÓW, TABEL I ANEKSÓW	207
SUMMARY	219

CONTENTS

I. Subject and aims of the study	9
II. Area of study	15
1. Localization of studied area	15
2. Geological structure	15
3. Genesis and characterization of the land sculpture	19
4. Soil cover	20
5. Plants and land management	22
6. Climate	23
6.1. Meteorological conditions during the study	23
7. Hydrological characterization of Białystok region	24
7.1. Surface waters	24
7.2. Springs	27
7.3. Groundwaters	31
7.4. Water management	37
III. Methods	41
1. In-field studies upon springs	42
2. In-field studies upon streams	45
3. Analysis of water physicochemical features	47
4. Sediment analysis	48
5. Statistical processing	49
IV. Description of studied springs and streams	53
1. Localization and morphological properties of springs	53
2. Spring efficiency	55
3. Characteristics of water quality in springs	56
4. Hydrological and hydro-chemical characteristics of Krzemianka stream	60
5. Hydrological and hydro-chemical characteristics of Jaroszkówka stream	63
V. Transformations of physicochemical features of groundwater in lowland springs	67
1. Directions of physicochemical parameters transformation of groundwater in lowland springs	67
2. Influence of the spring type on directions of physicochemical parameters transformation of groundwater	76
3. Influence of the spring surface catchment management on directions of physicochemical parameters transformation of groundwater in spring niches	88
4. Variability of physical and chemical features of water within spring niche	99

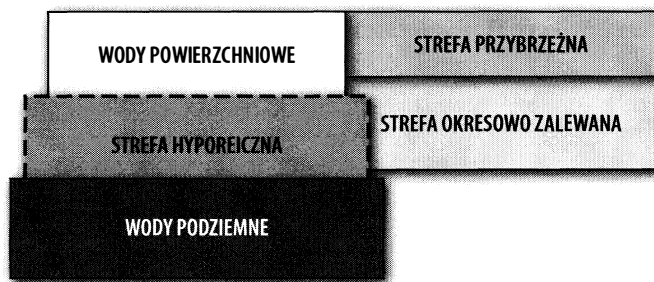
VI. Transformations of physicochemical parameters of groundwater within hyporheic zone of small lowland streams	111
1. Changes in groundwater and interstitial water surface levels, water flow rates in Krzemianka and Jaroszówka streams valleys, as well as dynamics of Krzemianka and Jaroszówka streams flow intensities	111
2. Physicochemical properties of bottom sediments	114
3. Comparison of physicochemical composition of groundwater, interstitial, and surface waters in stream valleys	119
4. Thermal and oxygen dynamics in waters of small lowland streams	131
5. Nitrogen compounds in groundwater, interstitial, and surface waters of lowland rivers valleys	137
6. Changes in phosphorus compounds in waters of small lowland river catchments	151
7. Transformations of dissolved organic matter compounds and its aromaticity in waters of lowland rivers valleys	160
VII. Summary and conclusions	173
REFERENCES	181
APPENDICES	193
FIGURE CAPTIONS, TABLE CAPTURES AND APPENDIX CAPTIONS	213
ENGLISH SUMMARY	219

I.

Przedmiot i cele badań

Wody występujące na kuli ziemskiej – atmosferyczne, powierzchniowe i podziemne – uczestniczą w naturalnym cyklu krążenia, zwanym cyklem hydrologicznym lub obiegiem wody w przyrodzie [Macioszczyk, Dobrzyński 2002, Sophocleous 2004]. Nadzwyczaj ważną właściwością krążenia wody jest to, że obejmując litosferę, atmosferę i biosferę, wiąże ona wszystkie części hydrosfery: oceany, rzeki, jeziora, wody podziemne, glebowe i atmosferyczne. Wszystkie wody na Ziemi stanowią jedność nie tylko pod względem pochodzenia, ale także pod względem ciągle odbywającego się krążenia. Mechanizm krążenia wody działa wszędzie i nieprzerwanie [Chełmicki 2002]. Siłami napędowymi tego procesu jest energia cieplna i siła ciężkości. W krążeniu wody w przyrodzie wyróżnia się trzy podstawowe ogniwa: atmosferyczne, oceaniczne i kontynentalne [Sophocleous 2004]. Najbardziej zróżnicowanym ogniwem obiegu wody jest ogniwo kontynentalne obejmujące fazę litogeniczną, rzeczną, jeziorną, lodowcową, biologiczną i gospodarczą [Lwowicz 1979].

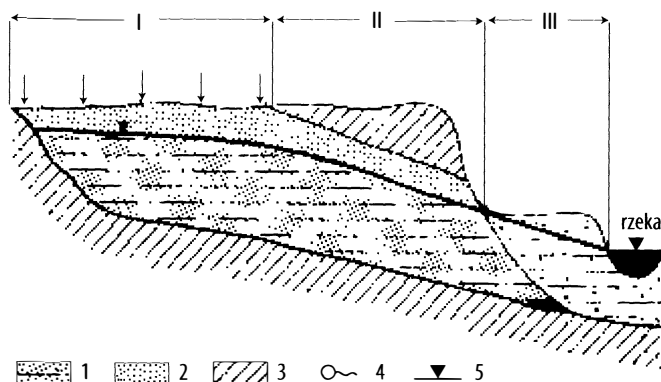
Kontynentalne ogniwo obiegu wody w przyrodzie można podzielić na dwie części: obieg podziemny (wody glebowe i podziemne) oraz obieg powierzchniowy (wody mokradeł, rzek, jezior). Obie fazy pozostają ze sobą w ścisłym, choć zróżnicowanym związku, a łączącą je strefę określa się jako strefę hyporeiczną [Orghidan 1959]. Najlepiej rozpoznano strefę hyporeiczną w obrębie koryt rzecznych [Jones, Holmes 1996, Brunke, Gonser 1997, Boulton i in. 1998, Brunke i in. 1998a, b, Edwards 1998, Hoehn 1998, Franken i in. 2001, Edvardson i in. 2003]. Mniej badań poświęcono strefie hyporeicznej pod wodami stojącymi [Winter 1999] oraz w niszach naturalnych wypływów wody podziemnej, gdzie jej rozpoznanie jest najdogodniejsze [Jekatierynczuk-Rudczyk 2006a, 2007a]. Dzięki naturalnym wypływom wód podziemnych istnieje możliwość kontroli cech fizyczno-chemicznych wody w końcowym etapie obiegu podziemnego i początkowym etapie obiegu powierzchniowego.



Rysunek 1. Położenie strefy hyporeicznej w stosunku do wód powierzchniowych i podziemnych [Boulton i in. 1998]

Strefa hyporeiczna jest obszarem przejściowym pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi (rys. 1). Zmieniają się tu parametry fizyczno-chemiczne wody. Zasadniają ją specyficzne organizmy [Orghidan 1959]. Skład gatunkowy i liczebność organizmów w strefie hyporeicznej wpływa na jakość wody interstycjalnej. Schwoerbel [Brunke, Gonser 1997] zdefiniował strefę hyporeiczną jako interstycjalną część wód podziemnych, której dolna granica sięga głębokości, gdzie fizyczne i chemiczne cechy wody są stabilne w przestrzeni i w czasie.

Do głównych cech środowiska, warunkujących funkcjonowanie strefy hyporeicznej, należy zaliczyć warunki hydroklimatyczne oraz budowę geologiczną obszaru, wpływającą na warunki hydrogeologiczne. Jednym z ważniejszych czynników wpływających na wykształcenie i funkcjonowanie strefy hyporeicznej jest związek hydrauliczny między wodami podziemnymi i powierzchniowymi [Boulton i in. 1998, Winter 1999, Jekatierynczuk-Rudczyk 2005, Sophocleous 2002, 2003]. Określenie tej cechy hydrologicznej w zlewni powinno być podstawą w badaniach strefy hyporeicznej [Jekatierynczuk-Rudczyk 2007a]. Coraz większy wpływ na funkcjonowanie omawianej strefy wywiera działalność człowieka. Zróżnicowanie wymienionych elementów środowiska odzwierciedla się w tempie obiegu wody, rodzaju związku wód fazy kontynentalnej, jakości wody oraz występujących zbiorowisk roślinnych i zespołów zwierzęcych. Strefa hyporeiczna może być charakteryzowana pod kątem wielu kryteriów: hydrologicznych, chemicznych, zoologicznych, metabolicznych i innych. Jej zasięg wykazuje dużą zmienność w przestrzeni i w czasie i jest cechą indywidualną powierzchniowych akwenów wody. Badania strefy hyporeicznej muszą być prowadzone łącznie z sąsiadującymi ekosystemami wodnymi. Pozwala to na tworzenie prawidłowych modeli dotyczących zjawisk i procesów tu zachodzących [Jones, Holmes 1996, Fisher i in. 1998, Vollmer i in. 2002, Runkel i in. 2003, Supriyasilp i in. 2003].



Rysunek 2. Strefy hydrodynamiczne krążenia wód podziemnych: I – strefa zasilania, II – strefa spływu, III – strefa drenażu [Płochniewski 1971]; 1 – piaski fluwioglacjalne, 2 – piaski rzeczne, 3 – gliny zwałowe, 4 – źródło, 5 – zwierciadło wody podziemnej

Zlewnia rzeczna jako podstawowa jednostka hydrologiczna obiegu wody [Herbich 2007] składa się ze zbiorowisk wód powierzchniowych i podziemnych, wraz ze środowiskiem ich występowania, które spływają do wspólnego systemu odbiorników – rzek, jezior, bagien. Zlewnia podziemna obejmuje trzy strefy hydrodynamiczne lokalnego układu krążenia wód podziemnych: strefę zasilania, przepływu i drenażu (rys. 2). We wszystkich regionach hydrogeologicznych Polski, w warunkach naturalnego krążenia wód, związek wód powierzchniowych z wodami podziemnymi strefy aktywnej wymiany ma najczęściej charakter drenujący – wody podziemne są drenowane przez rzeki, jeziora i bagna [Herbich 2007]. Przez drenaż wód podziemnych należy rozumieć wypływ wód podziemnych z poziomu wodonośnego [Macioszczyk 2006].

Do naturalnych form drenażu zalicza się przede wszystkim skoncentrowane i nieskoncentrowane wypływy wód podziemnych. Inną formą drenażu jest dopływ wody podziemnej bezpośrednio do dolin i koryt rzecznych, wód stojących oraz parowanie wód ze strefy saturacji i ewapotranspiracja. Wody podziemne zasilają koryta rzeczne w sposób ciągły. Przez znaczną część roku są jedynym źródłem zasilania. W długotrwałych okresach braku spływu powierzchniowego i podpowierzchniowego wody podziemne tworzą przepływ kształtujący warunki siedliskowe zarówno ekosystemu rzeki, jak i terasy zalewowej.

Zasilanie podziemne wód powierzchniowych podlega sezonowym, rocznym i wieloletnim wahaniom. Znaczące zaburzenia w krążeniu wody notuje się w krajobrazie antropogenicznym. Chemizm wód podziemnych zależy od

szeregu czynników przyrodniczych, do których należy zaliczyć litologię i rozprzestrzenienie wodonośca, czas kontaktu wody z utworami skalnymi, ilość i skład chemiczny wód alimentujących utwory wodonośne i inne. Efekty oddziaływania wszystkich czynników dają się wytłumaczyć odpowiednimi procesami hydrogeochemicznymi. Zazwyczaj jednak procesy te dają różne efekty, wpływając na zróżnicowanie jakości wód podziemnych. Czasami podobny efekt może być wynikiem odmiennych procesów. Wody podziemne w strefie drenażu charakteryzują się największą przewodnością elektrolityczną, odzwierciedlającą ilość rozpuszczonych związków mineralnych. Skład chemiczny wód podziemnych w tej strefie zależy od sezonowego udziału poszczególnych składowych odpływu (lokalnego, pośredniego, regionalnego). W większości naturalnych wypływów wody podziemnej podczas roztopów dominuje lokalny odpływ wód podziemnych. Zimą, kiedy zalega pokrywa śnieżna, występuje odpływ pośredni, a nawet regionalny. Strefa drenażu w warunkach klimatu umiarkowanego zajmuje zwykle niewielką powierzchnię wzdłuż stałych cieków oraz w strefach występowania naturalnych wypływów wód podziemnych. Następuje w niej mieszanie się wód o różnym czasie tranzytu. W okresach niżówek notuje się większe stężenie rozpuszczonych produktów wietrzenia w wodach podziemnych strefy drenażu niż w przypadku wezbrań, gdy większy udział mają wody o mniejszym czasie tranzytu. W strefie drenażu zwierciadło wody podziemnej najczęściej występuje bardzo płytko, przez co łatwo tworzą się warunki redukcyjne, co sprzyja nagromadzeniu materii organicznej. Równocześnie w tej strefie, w związku z mniejszą miąższością warstwy aeracji, bardziej intensywnym rozwojem roślinności oraz na ogół większą temperaturą, następuje utrata wody poprzez ewapotranspirację [Macioszczyk 2006].

Autorka niniejszej pracy pragnie zwrócić uwagę na zmiany składu fizyczno-chemicznego wody w małym fragmencie obiegu wody w przyrodzie obejmującym przepływ wody podziemnej przez skały aż do momentu pojawienia się jej na powierzchni, w postaci źródeł lub bezpośredniego zasilania rzek. W trakcie badań postawiono kilka hipotez:

1. **W trakcie zasilania wód powierzchniowych cechy fizyczno-chemiczne zasilających je wód podziemnych ulegają zmianie;**
2. **W nizinnych strefach drenażu istotnym zmianom ulegają formy pierwiastków biogennych (azot, fosfor i węgiel);**
3. **Ważnym obszarem transformacji składu chemicznego wody podziemnej jest strefa hyporeiczna.**

Weryfikacji hipotez badawczych dokonano, realizując następujące cele:

- Wskazanie wektorów zmian cech fizyczno-chemicznych wód podziemnych w trakcie ich wypływu na powierzchnię terenu;
- Ocena natężenia zmian cech wody ze szczególnym uwzględnieniem parametrów biogenicznych;
- Określenie czynników wpływających na zmianę składu chemicznego wód podziemnych zasilających wody powierzchniowe;
- Ocena roli stopnia antropogenizacji środowiska w przekształceniach chemizmu wody w strefie drenażu.

Kierunki zmian składu chemicznego wody podziemnej w nizinnych strefach drenażu oceniono na podstawie analizy wody w niszach źródłiskowych oraz w małych dolinach rzecznych na Nizinie Północnopolaskiej.

Oprócz znaczenia poznawczego, badania zmian cech fizyczno-chemicznych wody w strefie hyporeicznej o charakterze drenażowym mają ogromne znaczenie praktyczne, szczególnie tam, gdzie ujęcia wód pitnych zlokalizowano w dolinach rzecznych (np. ujęcie wody dla Białegostoku w dolinie Supraśli). W ekstremalnych sytuacjach pogodowych chemizm wód rzecznych w znaczącym stopniu uzależniony jest od dopływu do rzeki wód interstycjalnych. Sytuacja taka ma miejsce w czasie niżówek, ale nie tylko. Wydaje się, że szczególnie niekorzystnie na ekosystem rzeczny wpływa intensywne przepłukanie osadów koryta rzecznoego w trakcie wezbrań letnich. W przypadku występowania osadów organicznych na dnie rzek bardzo niebezpieczna jest ich resuspensja. Występuje wówczas tzw. niezwłoczne zapotrzebowanie na tlen, którego brak może doprowadzić do odtlenienia wody. Latem na terenie Podlasia często są notowane wysokie opady atmosferyczne powodujące wezbrania. Woda docierająca do koryt rzecznych pochodzi zarówno ze spływu powierzchniowego, jak i dopływu podziemnego. Składową dopływu podziemnego są wody interstycjalne, dostarczające do wód powierzchniowych znaczny ładunek materii organicznej. Proces mineralizacji materii organicznej jest przyczyną deficytów tlenowych w wodzie rzecznej. Powoduje to obniżenie jakości wody. W czerwcu i lipcu 2009 roku w wodzie wielu rzek Polski północno-wschodniej zanotowano znaczne podwyższenie stężenia niektórych pierwiastków biogennych. Zwiększonej żyźności wody w rzekach towarzyszyły deficyty tlenowe. Doprowadziło to do zachwiania równowagi biologicznej w rzekach. Szczególnie duże straty biocenotyczne obserwowano na Bugu i Narwi, gdzie okresowe deficyty tlenowe doprowadziły do masowego śnięcia ryb [<http://www.poranny.pl>, <http://www.wios.warszawa.pl>].

Tematyka opracowania dotyczy zagadnień interdyscyplinarnych. Do interpretacji danych wykorzystano elementy hydrochemii, hydrologii, hydrobiologii i w niewielkim stopniu hydrogeologii.

II. Teren badań

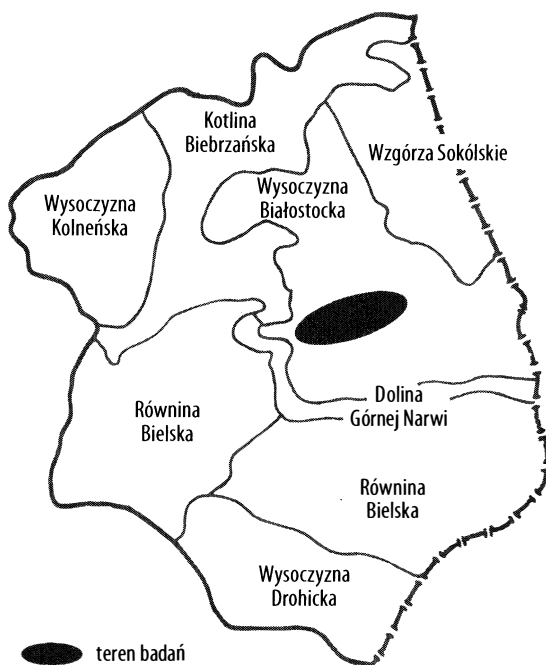
1. Położenie obszaru badań

Badania prowadzono na Nizinie Północnopodlaskiej, stanowiącej część podprovincji Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich, rozciągających się w zachodniej części prowincji Nizu Zachodniorosyjskiego [Kondracki 1972, 1998]. Teren badań obejmuje fragmenty mezoregionów: Wysoczyznę Białostocką i Dolinę Górnej Narwi (rys. 3). Pod względem hydrograficznym omawiany obszar należy do dorzecza górnej Narwi (rys. 4). Większość badanych obiektów hydrologicznych (cztery źródłiska, zlewnia Krzemianki i Jaroszkówki) leży na terenie dorzecza Supraśli. Jedno z badanych źródeł (w miejscowości Turczyn koło Białegostoku) znajduje się w zlewni Horodnianki, bezpośredniego, prawostronnego dopływu Narwi.

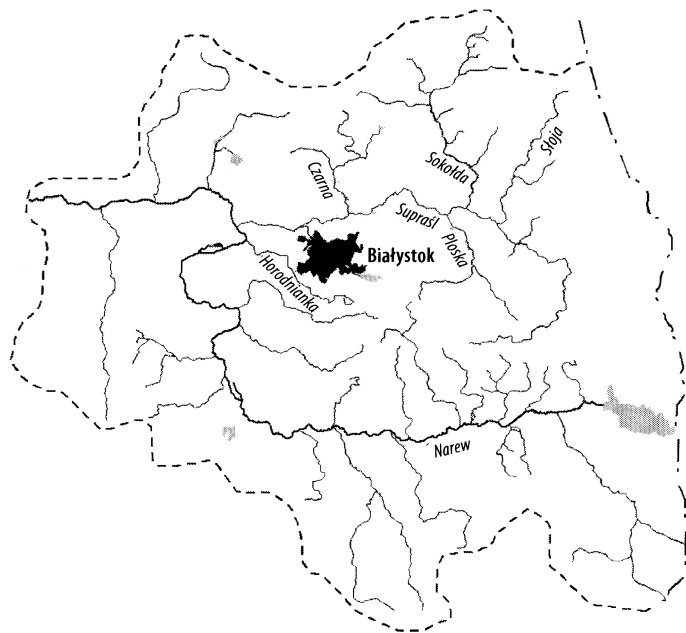
Omawiany obszar leży w całości na terenie województwa podlaskiego. Ze względu na niewielką odległość obiektów badań od Białegostoku obszar badań będzie w rozprawie nazywany regionem białostockim.

2. Budowa geologiczna

Na Nizinie Północnopodlaskiej dość płytko pod powierzchnią terenu występują prekambryjskie skały krystaliczne Anteklizy Mazursko-Białoruskiej. Wyniesienie to jest częścią wielkiej Platformy Wschodnioeuropejskiej [Znosko 1998]. Krystaliczny fundament składa się z bloków tektonicznych, których powierzchnia jest w różnym stopniu przekształcona przez procesy denudacyjne. Budują go granity, gnejsy, mylonity, migmatyty i amfibolity. Strop utworów prekambryjskich w dorzeczu górnej Narwi zalega na różnej głębokości, od 344 m p.p.m. w Kruszynianach, 231 m p.p.m. w Babikach do 228 m p.p.m. w Sokółce.



Rysunek 3. Położenie terenu badań na tle podziału fizyczno-geograficznego Niziny Północnopodlaskiej [Kondracki 1972]



Rysunek 4. Położenie terenu badań w dorzeczu górnej Narwi

Źródło: opracowanie własne

Skały osadowe starsze od czwartorzędowych charakteryzują się małą miąższością i mają liczne luki stratygraficzne. W głębokich wierceniach nie stwierdzono części utworów paleozoiku oraz triasu. Utwory kambru prawdopodobnie zalegają płatowo na terenie Wysoczyzny Białostockiej [Pajchel, Tyska 1957-1965, Znosko 1968, 1998]. Bezpośrednio na fundamencie krystalicznym występują utwory jury i kredy. Ich miąższość waha się od 199 do 321 m [Nowicki 1969]. Osady trzeciorzędowe, jeśli występują na terenie dorzecza górnej Narwi, podściela kreda pisząca [Nowicki 1969]. Występują one wypowo, a ich miąższość zwiększa się w kierunku zachodnim.

Miąższość osadów czwartorzędowych w dorzeczu górnej Narwi waha się od 130 do 220 m [Banaszuk 1995a]. Największą stwierdzono w obrębie wyraźnych wyniesień terenowych, zwłaszcza na garbie Krynic (170-180 m), najmniejszą na obszarach obniżen i w dolinach rzecznych, szczególnie w dolinie Supraśla (150-170 m). Powierzchnia podłoża czwartorzędu jest silnie zmodyfikowana przez erozję preglacjalną, egzarację lodowcową oraz erozję interglacjalną [Kondracki 1972]. Spoczywające wyżej osady czwartorzędowe są zwykle silnie przemieszane ze skałami podścielającymi. O występowaniu zaburzeń glacictektonicznych w całym profilu osadów czwartorzędowych świadczą zlokalizowane w wierceniach lub odsłaniające się na powierzchni terenu kry utworów starszych, tkwiące w osadach glacialnych i glaciofluwialnych, np. w okolicach Supraśla i Łap [Musiał 1992].

Literatura dotycząca genezy osadów czwartorzędowych na Wysoczyźnie Białostockiej w wielu przypadkach posiada ogólny charakter. Najwcześniejsze poglądy na temat powstania pokrywy czwartorzędowej na Podlasiu skłaniają się w kierunku frontalnej deglacjacji lądolodu skandynawskiego [Zaborski 1927, Halicki 1950, Kondracki, Pietkiewicz 1967, Nowicki 1969, 1971, Różycki 1972]. Dopiero Mojski [1967, 1972, 1993, 2005] zwrócił uwagę na występowanie dużej ilości form kemowych związanych z obecnością martwych lodów. Wskazuje to na arealną deglacjację lądolodu skandynawskiego [Mojski 1972, 2005]. Nawiązując do aktualnych poglądów na stratygrafię czwartorzędu, na omawianym obszarze wyróżnia się osady związane ze zlodowaceniem karpackim oraz środkowopolskim [Lindner 1992, Mojski 1993, Lindner i in. 1995, Banaszuk 1995a].

Osady czwartorzędowe terenu badań należą do trzech kompleksów glacialnych. Kompleks dolny reprezentują gliny zwałowe, lokalnie podścielone drobnopiaszczystymi piaskami, a w południowo-wschodniej części dorzecza jest to seria utworów żwirowo-piaszczystych, osiągających miąższość ponad 50 m (wiercenia w Gródku i Narejkach). Miąższość gliny jest na ogół duża w centralnej części Wysoczyzny Białostockiej, do 85 m w Białymstoku i 61 m w Wasilkowie (Aneks 1). W północnej części obszaru jest znacznie mniejsza, a w Ja-

nowie osiąga zaledwie 2 m [Banaszuk 1995a]. Genezę dolnego kompleksu glacialnego należy wiązać ze zlodowaceniem karpackim [Lindner 1992, Mojski 1993]. Powstanie dwóch pozostałych kompleksów glacialnych wiąże się ze zlodowaczeniami środkowopolskimi [Lindner 1992, Mojski 1993, Lindner i in. 1995]. Środkowy kompleks glacialny powstał w czasie zlodowacenia odry*. Składa się on z trzech pokładów glin zwałowych, którym towarzyszą żwirowo-piaszczyste utwory wodnolodowcowe lub zastoiskowe mułki i ily. Lokalnie gliny tego kompleksu zalegają bezpośrednio na sobie, a także na glinach kompleksu dolnego. Sytuację taką obserwujemy w Białymstoku [Banaszuk 1995a]. Miąższość glin i osadów międzymorenowych kompleksu środkowego osiąga 75-80 m i jest zbliżona na terenie całego dorzecza (Aneks 1).

Górny kompleks glacialny powstał w czasie zlodowacenia warty [Lindner i in. 1995, Mojski 2005]. Składa się on z jednego pokładu glin zwałowych i utworów im towarzyszących. Gliny kompleksu górnego podścielone są utworami zastoiskowymi powstałymi głównie w interglacjale pilicy. Są to mułki i ily warwowe zajmujące duże powierzchnie i osiągające dużą miąższość, w Gródku 69 m. Pokład górnej gliny morenowej zachowuje ciągłość, ale ma zmienną miąższość, od zaledwie 4 m w Bombli do 35 m w Białymstoku. Gлина ta występuje płatami bezpośrednio na powierzchni, przeważnie jednak znajduje się pod różnej grubości nadkładem utworów piaszczysto-żwirowych.

W wielu miejscach wśród utworów glacialnych stwierdzono porwaki kredy piszącej (np. okolice Kolonii Bachmackiej). Na powierzchni terenu spotyka się bardzo dużo głazów narzutowych pochodzenia skandynawskiego oraz – zapewne – litewskiego i białoruskiego [Musiał 1992].

Zlodowacenie wisły nie dotarło w okolice Białegostoku. Z tego wieku pochodzą głównie utwory piaszczysto-żwirowe wypełniające doliny rzeczne i inne lokalne zagłębienia terenu. W kilku miejscach spotyka się ponadto serie pylaste i piaszczyste pochodzenia eolicznego osadzone u schyłku tego zlodowacenia. Dna dolin rzecznych i zagłębienia wytopiskowe wypełniają utwory holocenijskie: mułki, piaski, żwir, gytie i torfy [Nowicki 1971, Ber 1972]. Na przełomie plejstocenu i holocenu oraz w starszym holocenie w większych dolinach rzecznych powstały wydmy i pokrywy piasków eolicznych, przykrywające starsze rzeczne i glacialne. Spośród utworów holocenijskich najbardziej powszechne są torfy. Torfowiska rozwinęły się głównie w dolinach Narwi, Supraśli, Płoski i Sokoldy oraz w dnach dużych obniżen terenowych [Banaszuk 1995a]. Powstały w nich najczęściej średniogłębokie torfy fluwiogeo-geniczne lub głębokie torfy soligeniczne [Banaszuk H., Banaszuk P. 1997].

* Na temat pisowni nazw okresów geologicznych zob. <http://www.kgigcz.ug.edu.pl>.

3. Geneza i charakter rzeźby terenu

Założeń obecnej rzeźby glacialnej w regionie białostockim należy doszukiwać się w trzeciorzędzie lub jeszcze wcześniej [Ber 2000, Mojski 2005]. Decydujący wpływ na rozwój rzeźby dorzecza górnej Narwi w plejstocenie i w okresach poprzedzających miała obecna w podłożu Platforma Wschodnioeuropejska. Intensywne modelowanie podłoża podczwartorzędowego występowało pod koniec trzeciorzędu w wyniku wypiętrzających ruchów neotektonicznych, które na omawianym obszarze miały amplitudę ponad 100 m [Nowicki 1971]. Odzwierciedleniem tych procesów są kopalne, wielkopromienne formy wypukłe i liniowe, nawiązujące do struktur fundamentu krystalicznego. Wpływ na wykształcenie rzeźby czwartorzędowej miały również procesy neotektoniczne zachodzące w plejstocenie. W czasie zlodowaceń powodowały one ruchy obniżające, natomiast w interglacjalach – ruchy podnoszące [Liszkowski 1975, 1982].

Dorzecze górnej Narwi, a szczególnie dorzecze Supraśli, jest bogato urzeźbione jak na obszar staroglacialny [Musiał 1992, Banaszuk 1995b, Mojski 2005]. Wśród form wypukłych w krajobrazie wyróżnia się przede wszystkim wał terenowy Gródek-Czarna Białostocka, uznany w świetle najnowszych badań za oz [Musiał 1992]. Innymi wypukłymi formami terenu są wzgórza rozciągające się równoleżnikowo, zbudowane z warstwowanych piasków i żwirów. Formy te uznawane są za wzgórza przetańowe [Musiał 1992]. Najpospolitszymi formami wypukłymi w dorzeczu górnej Narwi są kemy. Występują one pojedynczo i grupowo. Zbudowane są z warstwowanych piasków i żwirów pokrytych czapą bezstrukturalnych utworów piaszczysto-żwirowo-kamienistych. Do form wklęsłych należy zaliczyć baseny wytopiskowe, doliny oraz płytsze misy i niecki, leżące wyżej od basenów wytopiskowych. Formy wytopiskowe na omawianym obszarze występują grupowo, tworząc złożony poligenetyczny system obniżen łączący się z doliną Supraśli, która stanowi lokalną bazę erozyjną. Konsekwencją zróżnicowanej rzeźby obszaru są liczne naturalne wpływy wody podziemnej.

Dominującym elementem rzeźby na północ od rzeki Supraśli jest Wał Świętojański (z kulminacją w Kopnej Górze – 210,8 m n.p.m.) otoczony rozległymi obniżeniami dolinno-wytopiskowymi. Deniwelacje terenu osiągają tu nawet 80 m. Mniej wyniesione wzgórza przetańowe i pagóry kemowe grupują się w regionie Krynic, Wasilkowa-Sokołdy oraz pomiędzy Jałówką i Podsokołdą. Największe formy wklęsłe w Puszczy Knyszyńskiej tworzą baseny wytopiskowe. Mają one wydłużony kształt i charakteryzują się wyrównanym dnem. Ważniejsze z nich to: basen między Buksztem a Podkamionką, Czarną Bia-

łostocką i Podjałówką, na północ od Dworzyska, między Dworzyskiem i Wólką Ratowiecką, Lipowym Mostem a Trzciannem Nowym oraz między Borkami i Łażniami. Dużymi formami są doliny wytopiskowe, łączące baseny wytopiskowe [Banaszuk 1995b]. Niecki i misy wytopiskowe są formami płytkimi, o mniejszych rozmiarach i łagodnie ukształtowanych zboczach.

Rzeźba Wysoczyzny Białostockiej na południe od rzeki Supraśli jest na ogół mało zróżnicowana. Najwyżej położone tereny rozciągają się pomiędzy Rafałówką a miejscowością Folwarki Wielkie. Zbudowane są z piasków różnoziarnistych i żwirów, tkwiących na piaszczystym wzgórzu przetałnowym [Musiał 1992]. Bardziej ożywiona rzeźba terenu obserwowana jest w sąsiedztwie dolin rzecznych [Banaszuk 1995b]. Na terenach przylegających od południa do doliny Supraśli występują zgrupowania kemów. Wokół wielu z nich rozciągają się piaszczyste terasy kemowe oraz poziomy przywytopiskowe, utworzone z różnoziarnistych piasków z głazami. Lokalnie osady te są zglinione. Podobne ożywienie rzeźby spotykane jest wzdłuż Pilnicy, Białej, Czaplinańki i Turoślanki.

4. Pokrywa glebowa

Ważnym elementem środowiska przyrodniczego, decydującym o zasięgu i natężeniu rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń w wodach podziemnych są gleby [Falkowska 1995]. Biorąc pod uwagę historię, wiek i stopień zaawansowania procesu glebotwórczego, gleby na Wysoczyźnie Białostockiej należą do generacji staroglacjalno-eoholocenijskiej [Kowalkowski 1991]. Są to gleby strefowe wytworzone z glin zwałowych, piasków i żwirów zlodowacenia warty.

Zróżnicowanie pokrywy glebowej wiąże się ściśle z litologią podłoża oraz ukształtowaniem terenu. Gleby omawianego obszaru, według SYSTEMATYKI GLEB POLSKI [1989], należą do kilku działów. Gleby autogeniczne reprezentowane są w regionie białostockim przez dwa rzędy: brunatnoziemne i bielicoziemne. Gleby brunatnoziemne powstały z glin zwałowych, pyłów i ilów różnej genezy oraz piasków naglinowych. Gleby brunatne właściwe i kwaśne związane są z formami przetałnowymi. Są one częścią siedliska grądów niskich, lasów liściastych i mieszanych. Morfologicznie podobne do gleb brunatnych właściwych są gleby brunatne kwaśne, typowe dla uboższych zbiorowisk lasu mieszanego świeżego, grądów wysokich i niskich [Czerwiński, Róg 1988a, b, c]. Gleby płowe spotyka się na omawianym obszarze głównie w szczytowej partii Ozu Świętojańskiego oraz na terenach równinnych południowej i wschodniej części dorzecza Supraśli. Powstały one z pokryw pia-

sków gliniastych oraz glin. Gleby płowe są porośnięte lasem lub borem mieszanym [Czerwiński 1995a]. Na piaskach różnej genezy wytworzyły się gleby bielicoziemne, zwłaszcza rdzawe. Są one porośnięte borem iglastym. Utwory, z których wykształciły się gleby autogeniczne, charakteryzują się dużą przepuszczalnością [Falkowska, Falkowski 1994] i posiadają stosunkowo niewielkie właściwości izolacyjne w stosunku do wód podziemnych.

W obrębie wytopisk polodowcowych, w warunkach stałego uwilgotnienia utworów mineralnych, powstały gleby opadowo-glejowe. Wykształciły się one z piasków gliniastych o dużej zawartości frakcji pyłu [Czerwiński, Róg 1988a]. Niewiele obszarów zajmują gleby glejo-bielicoziemne, których powstanie związane jest z rozwojem w górnej części profilu procesu bielicowania, a w części dolnej – silnego oglejenia gruntowego [Czerwiński, Róg 1988b]. Gleby te są półprzepuszczalne lub wręcz nieprzepuszczalne dla wód infiltracyjnych, dzięki czemu wodna migracja zanieczyszczeń jest niewielka [Falkowska, Falkowski 1994].

Gleby hydrogeniczne reprezentowane są przez dwa rzędy: gleby bagienne i pobagienne. W regionie białostockim gleby hydrogeniczne wykształciły się ze średnio głębokich torfów fluwiogenicznych i głębokich torfów soligenicznych zalegających w rozległych zagłębieniach wytopiskowych. Na łagodnie ukształtowanym obszarze południowej części Wysoczyzny Białostockiej przeważają siedliska namułowe. Występują one w suchych dolinach i w dolinach rzecznych [Banaszuk H., Banaszuk P. 1997]. Na zmeliorowanych obszarach dolinnych powstały gleby murszowe i murszowate o różnym stopniu mineralizacji materii organicznej [Banaszuk H., Banaszuk P. 1997, Kiryłuk 1997].

O możliwości rolniczego wykorzystania powierzchni terenu najlepiej świadczą kompleksy przydatności rolniczej gleb [Mocek i in. 1997]. Na terenach bezleśnych, w południowej i północno-wschodniej części dorzecza górnej Narwi, występuje kompleks gleb ornich reprezentowany głównie przez kompleks: pszenno-wadliwy, żytni bardzo dobry, nazywany też pszenno-żytnim, żytni dobry i żytni słaby. Na południe od Białegostoku płatowo występuje również kompleks zbożowo-pastewny [MAPA GLEBOWO-ROLNICZA, 1986]. Z dolinami rzeczными związane są trwałe użytki zielone. Na analizowanym obszarze należą one głównie do kompleksu użytków zielonych średnich. Na północ od Białegostoku stwierdzono występowanie gleb rolniczo nieprzydatnych, nadających się pod zalesienie [MAPA GLEBOWO-ROLNICZA, 1986]. Występują one płatowo zwłaszcza na północnych obrzeżach Puszczy Knyszyńskiej, a ich istnienie prawdopodobnie wiąże się z wcześniejszym wylesieniem.

5. Szata roślinna i zagospodarowanie terenu

Ważną rolę w kształtowaniu stosunków wodnych oraz składu chemicznego wody odgrywa rodzaj użytkowania terenu. Cechą wyróżniającą obszar badań jest znaczny udział lasów. Zalesienie regionu białostockiego jest prawie dwukrotnie większe niż średnia krajowa. Pozostałą część terenu zajmują pola uprawne, łąki i pastwiska oraz nieużytki (mokradła i tereny podmokłe), wody i tereny zabudowane.

Rozmieszczenie lasów w regionie białostockim jest nierównomierne. Przeważają one w środkowej części Wysoczyzny Białostockiej, pokrywającej się z kompleksem leśnym Puszcza Knyszyńska. Największą powierzchnię zajmują po obu stronach rzeki Supraśli w jej środkowym biegu, a w niektórych małych zlewniach wskaźnik lesistości przekracza 90% (zlewnie: Radulinki, Dereżyny, Migówki, Kowszówki, Cieliczanki). Czerwiński (1975, 1995b) wyróżnia trzy szeregi rozwojowe zbiorowisk roślinnych charakteryzujące się podobnymi glebami, stosunkami wodnymi oraz warunkami sukcesji: zbiorowiska serii wysoczyznowej, hydrofilnej i torfowiskowej.

Zbiorowiska serii wysoczyznowej związane są z działem gleb autogenicznych. Dominują tu lasy sosnowo-świerkowe, zajmujące 70% wszystkich powierzchni leśnych. Zbiorowiska hydrofilne i torfowiskowe związane są z obniżeniami o charakterze dolin erozyjnych lub mis wytopiskowych oraz fragmentami torfowisk źródliskowych. Największe powierzchnie siedlisk mokradłowych zajmują lasy łąkowe i olsy. Duże powierzchnie pokrywają bory świerkowe oraz towarzyszące im bory mechowiskowe i brzeziny szuwarowe. Typowe torfowiska wysokie zajęte przez bory bagienne stanowią niecałe 10% ogólnej powierzchni zbadanych mokradł leśnych [Czerwiński 1995b].

Na południe od doliny Supraśli dominują młode nasadzenia wśród użytków rolnych, rosnące na najuboższych glebach. W drzewostanie najczęściej występuje sosna z domieszką świerka. W dolinach rzecznych spotyka się zarosła olszynowe, jednak dominującym elementem są łąki i pastwiska.

W celu ochrony terenów leśnych i dolin leśnych rzek, wyróżniających się wysokim stopniem naturalności, dużymi walorami przyrodniczymi i krajobrazowymi oraz bogactwem kulturowym, został utworzony w 1988 roku Park Krajobrazowy Puszczy Knyszyńskiej im. prof. Witolda Sławińskiego. Zajmuje on powierzchnię 74 447 ha oraz posiada strefę ochronną funkcjonującą na prawach obszaru chronionego krajobrazu Puszczy Knyszyńskiej o powierzchni 52 255 ha [Sokołowski 1991, PRZYRODNICZE OBIEKTY CHRONIONE..., 1997, Gołębiowski 2008]. Najcenniejsze w parku są zbiorowiska roślinności borealnej oraz zespoły źródlisk.

6. Warunki klimatyczne

Dominujący wpływ na kształtowanie się stosunków wodnych wywiera klimat, cechujący się na omawianym terenie największym wpływem kontynentalizmu w Polsce. Kontynentalizm regionu podlaskiego wyraża się w najmniejszej na nizinach polskich temperaturze miesięcy zimowych, przy podobnej jak w zachodniej części kraju temperaturze okresu letniego [Woś 1999].

W województwie podlaskim wyróżniono trzy główne regiony klimatyczne: suwalski, podlaski i mazowiecki. Największy powierzchniowo jest region podlaski. Jest to region o najbardziej zaznaczonych w województwie cechach kontynentalizmu termicznego. W jego obrębie wyróżniono subregiony: białostocki, bielski, biebzański i kolneński. Badany obszar leży w granicach subregionu białostockiego. Wyróżnia się on największą częstością opadów o charakterze ulewnych deszczy i opadów nawalnych. Ponadto obszar Białegostoku wywołuje lokalne modyfikacje struktury wiatru [Górniak 2000].

Na terenie województwa podlaskiego panuje klimat umiarkowany przejściowy z zaznaczającymi się wpływami kontynentalizmu. Białystok leży w chłodnym regionie termicznym Polski. Średnia roczna wartość temperatury powietrza jest w tym rejonie o blisko 3-4°C mniejsza niż na zachodzie Polski. Średnia roczna temperatura powietrza za okres 1961-1995 wynosiła w Białymstoku 6,8°C [Górniak 2000]. Najchłodniejszym miesiącem jest styczeń, średnia miesięczna dla Białegostoku: -4,3°C, najcieplejszym zaś lipiec, średnia miesięczna dla Białegostoku: 17,3°C.

Roczna suma opadów w województwie podlaskim wynosi 600-650 mm. Dominującą postacią fizyczną zasilania atmosferycznego są opady deszczu. Opady śniegu stanowią średnio około 21% rocznej sumy opadów, a pokrywa śnieżna trwa średnio 65-68 dni. W przebiegu rocznym opady letnie dominują nad zimowymi. Występują dwa maksima opadowe: w lipcu i listopadzie oraz dwa minima: w lutym i październiku (rys. 5). Deszcze ulewne i nawalne występują od kwietnia do października, z maksimum w czerwcu. Największa średnia miesięczna suma opadów jest typowa dla lipca.

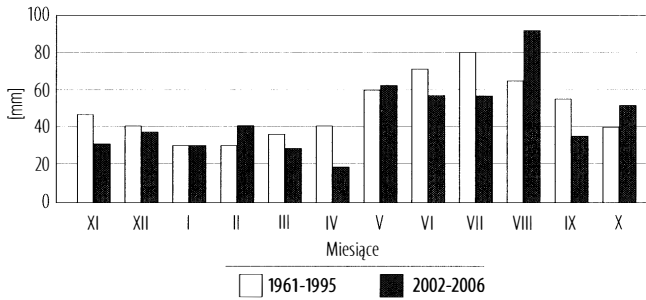
6.1. Warunki meteorologiczne okresu badań

W latach 2002-2006 średnia roczna temperatura powietrza w Białymstoku wynosiła 7,5°C. Badany okres był nieco cieplejszy niż wielolecie 1961-1995, ze względu na wyjątkowo ciepły styczeń i luty oraz okres od lipca do września (tab. 1). Średnia temperatura najchłodniejszego miesiąca w latach 2002-2006 była o 1,3°C większa niż w wieloleciu 1961-1995. Znacznie cieplejszy był też lipiec (średnia okresu 2002-2006 większa o ponad 2°C niż w wieloleciu). Śred-

Tabela 1. Średnia miesięczna temperatura powietrza (°C) w Białymstoku w latach 1961-1995 i 2002-2006

Okres	Miesiące											
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1961-1995	2,0	-1,8	-4,7	-3,7	0,6	6,5	12,9	16,0	17,2	16,3	10,9	7,1
2002-2006	2,7	-1,1	-3,4	-2,4	0,5	7,8	12,8	15,3	19,3	17,8	12,9	7,7

Źródło: 1961-1995 [Górnjak 2000]; 2002-2006 [http://www.imgw.pl]



Rysunek 5. Średnia miesięczna suma opadów w wieloletniu 1961-1995 i w okresie 2002-2006

Źródło: 1961-1995 [Górnjak 2000]; 2002-2006 [http://www.imgw.pl]

nia temperatura miesięcy wiosennych i jesiennych w obu okresach była zbliżona (tab. 1).

W okresie 2002-2006 średnia roczna suma opadów atmosferycznych była stosunkowo niewielka i wynosiła nieco ponad 530 mm. Największą średnią miesięczną sumę opadów zanotowano w sierpniu – 93 mm. W czerwcu i lipcu średnie miesięczne sumy opadów atmosferycznych były znacznie mniejsze niż w wieloletniu 1961-1995 (rys. 5).

7. Hydrologiczna charakterystyka regionu białostockiego

7.1. Wody powierzchniowe

Pod względem hydrologicznym region białostocki leży w dorzeczu Narwi. Naturalną osią drenażu jest rzeka Supraśl z dopływami prawobrzeżnymi – Czarną, Sokółką i Słoją oraz dopływami lewobrzeżnymi – Białą i Pilnicą. Południowo-zachodnią część terenu odwadnia Horodnianka [ATLAS HYDROLOGICZNY POLSKI, 1987]. Zlewnia Supraśli od północy sąsiaduje poprzez zlewnie Sidry i Brzozówki z dorzeczem Biebrzy. Wschodni dział wodny zlewni Supraśli oddziela dorzecze Wisły i Niemna [ATLAS PODZIAŁU HYDROGRAFICZNEGO POLSKI, 2005].

Współczesny układ sieci rzecznej w regionie białostockim w głównych zarysach odziedziczony został po skomplikowanym układzie sieci wód glacialnych. Większe rzeki mają kierunek południkowy lub równoleżnikowy, nawiązujący do kierunku odpływu wód polodowcowych [Musiał 1992]. Układ sieci rzecznej ma charakter kratowy. Jest to układ typowy dla wschodniej części wysoczyzn staroglacialnych, wynikający z blokowego rozpadu czaszy lądolodu warciańskiego uwarunkowanego neotektoniką plejstocенską [Musiał 1992].

W wieloleciu 1966-1990 średni odpływ jednostkowy ze zlewni Supraśli wynosił $4,8 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ i był mniejszy od wartości średniej dla Polski, która wynosiła $5,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Na terenie zlewni istniało wyraźne zróżnicowanie odpływu jednostkowego [Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1995, Górniak i in. 2008]. Najmniejsze wartości występowały w jej wschodniej części, głównie w zlewni Słoi (poniżej $3,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). W miarę przesuwania się ku zachodowi wartość odpływu jednostkowego wzrastała i na wysokości ujścia Sokołdy do Supraśli przekraczała $5,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a w zachodniej części dorzecza wynosiła $5,25 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Małe wartości odpływu jednostkowego we wschodniej części dorzecza, w pobliżu działu wodnego oddzielającego dorzecza Wisły i Niemna, mają uzasadnienie w budowie geologicznej i morfologii terenu [Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1995]. W strefie wododziałowej istnieją liczne zagłębienia bezodpływowe, ograniczające spływ powierzchniowy. Ponadto skały nieprzepuszczalne stanowiące spąg poziomu wód podziemnych są nachylone w kierunku wschodnim. Istnieje więc możliwość częściowego odpływu wód podziemnych z górnej części zlewni Słoi w kierunku dorzecza Niemna, co potwierdzają badania położenia pierwszego poziomu wodonośnego na terenie gminy Szudziałowo [Jekatierynczuk-Rudczyk i in. 2009].

Według klasyfikacji typów reżimów rzecznych [Dybowska 1972], rzeki w dorzeczu górnej Narwi należą do typu reżimu umiarkowanego z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym. Największe przepływy rzek w dorzeczu Supraśli obserwowano w półroczu chłodnym, od listopada do kwietnia, z wyraźnym minimum w lutym. Maksimum średnich przepływów rzecznych występowało po roztopach wiosennych, najczęściej w marcu lub pierwszej dekadzie kwietnia. Po wezbraniach wiosennych przepływy rzek zmniejszały się i minimum osiągały w sierpniu lub we wrześniu, po czym w kolejnych miesiącach powoli wzrastały [Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1995].

W dotychczasowych opracowaniach hydrologicznych Nizinie Północno-podlaskiej przypisuje się przewagę lub równowagę odpływu powierzchni-

wego i podziemnego [Paszczyk 1975, Gutry-Korycka 1978, Dynowska 1971, 1991, Jokiel 1994]. Wyliczony dla zlewni Supraśli moduł podziemnego odpływu jednostkowego w latach 1966-1990 wynosił $2,9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ i był zdecydowanie większy od podawanego dotychczas w literaturze [Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1995]. Zaobserwowano wyraźną zmienność przestrzenną podziemnego odpływu jednostkowego w zlewni Supraśli od $2,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ po profil Gródek na rzece Supraśli do $3,6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ dla zlewni Czarnej. Podziemna faza odpływu w dorzeczu Supraśli stanowiła blisko 60% całego odpływu rzeczno-geologicznego. Największy udział zasilania podziemnego w odpływie całkowitym zaobserwowano w zlewni Czarnej i Słoi.

Większość rzek w regionie białostockim zachowało swój naturalny charakter, chociaż należą one do rzek częściowo uregulowanych. Melioracje objęły głównie źródłowy odcinek Supraśli. Poza wodami płynącymi, w omawianym regionie znajdują się zbiorniki z wodą stojącą. Największym sztucznym zbiornikiem jest jezioro Komosa na rzece Pilnicy. Powstałe zbiorniki retencyjne na Świniobródce i Pilnicy są niewielkie. Stawów rybnych jest nieco więcej, a największe ich zgromadzenie znajduje się w pobliżu Supraśla i Wali.

Jedno z badanych źródeł leży w zlewni Horodnianki, prawobrzeżnego dopływu Narwi. Długość Horodnianki wynosi 27,4 km, a powierzchnia zlewni – 76 km^2 . Deniwelacje w zlewni sięgają 43 m, a średnia wysokość zlewni wyliczona ze wzoru Reitza to 141 m n.p.m. Średni spadek zlewni wynosi 4,78‰. Źródła rzeki znajdują się w pobliżu wsi Olmonty, dalej rzeka przepływa przez miejscowość Hryniewicze, Ignatki, Księżyno, Klepacze, następnie po swojej prawej stronie omija dzielnicę Białegostoku – Starosielce, a dalej Krupniki i Choroszcz. Lesistość zlewni sięga 44%.

Zróżnicowanie warunków geologiczno-geomorfologicznych obiegu wody, zróżnicowanie zbiorowisk roślinnych oraz antropogenicznej działalności człowieka ma swoje odbicie w jakości hydrosfery [Kleczkowski 1988]. Obecny stan czystości wód powierzchniowych w regionie białostockim jest zadowalający (tab. 2). Ograniczony rozwój przemysłu, ekstensywne rolnictwo oraz duża lesistość zlewni cząstkowych sprzyja zachowaniu czystych, mało przekształconych wód powierzchniowych. Większe modyfikacje składu jonowego wody występują lokalnie. Są one związane głównie z terenami zabudowy miejskiej (np. rzeka Dolistówka czy Jaroszkówka) oraz z punktowymi zrzutami ścieków (np. rzeka Biała, rzeka Supraśl poniżej Gródka i Michałowa).

Tabela 2. Zakres i wartości średnie stężenia parametrów fizyczno-chemicznych w wodzie wybranych rzek regionu białostockiego

Cechy wody	Rzeki				
	Narew	Horodnianka	Supraśl	Czarna	Sokołda
<i>Liczba próbek</i>	12	10	6	6	6
Temperatura wody [°C]	12,8-23,1 18,7	0,2-18,4 7,8	14,0-22,3 16,2	11,2-15,6 12,3	15,2-18,9 17,9
Odczyn wody [pH]	7,2-7,8 7,5	6,-8,1 7,3	7,3-7,9 7,6	7,4-8,4 8,0	7,3-8,5 8,0
Przewodnictwo elektrolityczne wody [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	160-454 360	435-854 583	381-452 421	378-462 421	421-555 500
Tlen rozpuszczony [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	4,5-13,0 7,3	5,8-10,6 8,2	7,2-11,4 10,1	8,6-10,6 9,1	5,8-8,9 7,9
Stopień wysycenia wody tlenem [%]	49-142 82	21-114 68	89-115 110	85-116 98	78-96 92
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	n.o.	9-98 56	54-75 60	45-64 54	55-75 65
Rozpuszczony węgiel organiczny [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	7,2-35,5 21,3	4,1-25,6 11,3	5,5-8,9 6,4	6,8-11,1 9,5	8,5-12,3 11,3
Ca ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	63-92 83	84-146 106	56-85 74	62-102 83	61-98 77
Mg ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	5,1-20,6 11,9	3,2-21,0 11,6	1,2-6,5 3,3	9,4-13,6 11,9	6,9-10,1 7,8
HCO ₃ ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	220-308 273	212-403 292	219-328 290	295-397 326	298-405 356
SO ₄ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	10,5-36,2 24,7	11,0-70,8 50,3	16,0-20,3 18,6	15,2-36,2 24,5	15,9-35,3 28,4
Cl ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	14,0-24,2 18,8	15,8-21,7 21,2	11,8-19,5 14,8	13,6-21,3 17,3	17,4-25,9 19,8
N-NH ₄ ⁺ [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,13-0,49 0,24	0,06-0,29 0,18	0,11-0,30 0,18	0,12-0,36 0,22	0,20-0,49 0,38
N-NO ₃ ⁻ [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,07-0,36 0,19	0,70-2,95 1,80	0,05-0,29 0,19	0,06-0,58 0,42	0,12-0,87 0,64
Azot organiczny [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	1,63-6,27 3,39	0,77-2,49 3,86	1,89-5,69 3,56	2,36-5,40 3,40	1,12-3,87 2,48
P-PO ₄ ³⁻ [$\text{mgP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,01-0,08 0,05	0,02-0,56 0,15	0,01-0,21 0,12	0,01-0,19 0,12	0,01-0,18 0,12
Fosforcałkowity [$\text{mgP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,15-0,34 0,22	0,03-0,58 0,21	0,05-0,24 0,16	0,09-0,42 0,20	0,08-0,28 0,17

min. – max., średnia; n.o. – nie oznaczano. Źródło: Narew w Żółtkach [Jekatierynczuk-Rudczyk, Górniak 2006]; Horodnianka [Jekatierynczuk-Rudczyk i in. 2006]; Supraśl w Jurowcach, Czarna i Sokołda, dane z okresu kwiecień – wrzesień 2007-2008 [badania własne]

7.2. Źródłiska

Naturalne wypływy wód podziemnych są unikalnymi obiektami hydrologicznymi regionu białostockiego. W czasie kartowania hydrograficznego prowadzonego w dorzeczu Supraśli w latach 1982-1983 zarejestrowano 267 źródeł i 312 młak [Łoszewski 1984]. Badania prowadzone na początku lat 90. potwierdziły istnienie większości wydajnych wypływów [Górniak, Jekatieryn-

czuk-Rudczyk 1995, Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, b, 2002, Jekatierynczuk-Rudczyk, Sobolewski 2006]. Ze względu na trudności w klasyfikacji naturalnych wypływów wody podziemnej w regionie białostockim, zaproponowano termin „źródliko” [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, b], definiując je jako naturalną formę wypływu wody podziemnej na powierzchnię terenu o charakterze młaki źródlikowej z wyraźnie wykształconą niszą źródlikową, często zatorfioną, zabagnioną i porośniętą w sezonie wegetacyjnym bujną roślinnością hydrofilną. W chłodnej porze roku roślinność występuje tylko w zaważonej części niszy. Pod względem zmian wydajności źródlika w regionie białostockim należą do klasy stałych i mało zmiennych, według kryterium zaproponowanego przez Mailleta [Pazdro 1983].

Rozmieszczenie wypływów jest nierównomierne, a największe ich zagęszczenie występuje w dolinach większych rzek regionu. Według Dynowskiej [1986], powstawanie naturalnych wypływów wód podziemnych na obszarach nizinnych jest uwarunkowane budową geologiczną i morfologią terenu. Sprzyjają temu zasobne poziomy wodonośne rozcięte dolinami rzek do utworów nieprzepuszczalnych. Dlatego najwięcej naturalnych wypływów wody podziemnej ma charakter dolinny (dolina Krzemianki, Czarnej, Jałówki, Świńniobródki, Jaroszówki). Liczne wypływy występują w krótkich dolinkach bocznych uchodzących do doliny Supraśli. Część wypływów ma charakter podboczowy. Źródlika są usytuowane najczęściej u podnóża zboczy, rzadziej na zboczach, sporadycznie w dnach dolin, a tylko wyjątkowo w korytach rzek. Duże zgrupowanie źródeł występuje:

- w dolinie rzeki Supraśli (koło Studzianek, Dąbrówek i na północ od Białogostoku) oraz w krótkich dolinkach bezpośrednich jej dopływów,
- w Pieszczanikach w dolinie Mietlicy, lewego dopływu Supraśli,
- w sąsiedztwie koryta Rowu Tartacznego poniżej jeziora Wiejki,
- w źródłowej części rzeki Karnichy – lewego dopływu Sokołdy.

Na pozostałym obszarze zlewni Supraśli źródlika występują rzadko, a w południowej części – sporadycznie.

Jednym z najważniejszych parametrów cechujących naturalne wypływy wody podziemnej jest wydajność. Wydajność źródeł w regionie białostockim, jak na warunki niżowe, waha się w szerokich granicach, od 0,01 do prawie $100 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (zespół wypływów) [Łoszewski 1984, Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, b]. Przeważają wypływy o małych wydajnościach. Wydajnością mieszczącą się w przedziale $0,1 - 0,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ charakteryzowało się 39% wypływów, a w przedziale $0,5 - 1,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ – 27% źródeł. Wydajność powyżej $5,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ miało zaledwie 7% wypływów. Łączna wydajność wszystkich mierzonych wypływów stanowiła 22% średniego niskiego przepływu Supraśli [Łoszew-

ski 1984]. Świadczy to o dużej roli źródeł w zasilaniu rzek dorzecza Supraśli. Maksymalną wydajność obserwowano po roztopach i opadach wiosennych. Po tym okresie wydatek wypływów stopniowo zmniejszał się, minima obserwowano w okresie letnio-jesiennym [Jekatierynczuk-Rudczyk 2002].

Najpowszechniejszą formą wypływu źródeł na badanym terenie jest niszka usytuowana u podnóża stoków lub zboczy. Kształt niszki bywa owalny, półkolisty lub nieregularny. Czasem na niewielkim obszarze występuje kilka nisz częściowo łączących się ze sobą. Powierzchnia niszki źródełkowej waha się w szerokich granicach, od kilku do kilkuset m², a głębokość wycieku w podłoże – od kilkudziesięciu cm do kilku m. Na obrzeżu płytkie niszki źródełkowe są zazwyczaj silnie zabagnione lub zatorfione. Woda podziemna wycieka i sączy się z obrzeży i dna niszki, a przy wylocie z niej tworzy skupioną strugę wodną. Źródła z wykształconą niszką najczęściej należą do wypływów descensyjnych. Znaczna ich przewaga wynika z powszechności występowania na terenie dorzecza Supraśli wód podziemnych o zwierciadle swobodnym oraz wypełnienia niszki źródełkowej osadami przepuszczalnymi. Dno źródełkowe descensyjnych jest najczęściej żwirowo-piaszczyste lub piaszczyste. Czasami zdarzają się wypływy ascensyjne, wyprowadzające wodę pod niewielkim ciśnieniem hydrostatycznym o kierunku przeciwnym do siły ciężkości, np. niektóre wypływy w Białymstoku czy źródło w pobliżu miejscowości Podłaźnie.

W świetle podziałów hydrobiologicznych, źródła cechujące się występowaniem niszki można zaliczyć do dwóch typów. Źródła, w których woda wypływa strumieniem, a następnie odpływa zgodnie z nachyleniem terenu, to reokreny [Starmach i in. 1978, Kajak 1994]. Drugi, spotykany w dorzeczu Supraśli typ to limnokreny, które cechuje to, że niszka źródełkowa wypełniona jest wodą [Starmach i in. 1978]. Ten typ wypływów nazywany bywa źródłami basenowymi [Tomaszewski 1989]. Charakterystyczną formą wypływu źródełkowej położonych w dnach dolin i obniżeniach terenowych są misy źródełkowe. Mają one owalny kształt, głębokość do 1,5 m i są wypełnione piaskami drobnoziarnistymi z domieszką frakcji pylastej i ilastej. Taki rodzaj wypełnienia dna misy warunkuje ruch wody podziemnej. Są to wypływy ascensyjne. Ciśnienie wody jest niewielkie, toteż z trudem przebija się ona przez drobnoziarniste utwory dna misy. Mimo to widoczna jest słaba pulsacja wypływu, pozwalająca rozróżnić wypływy ascensyjne i descensyjne [Tomaszewski 1989]. Pod względem hydrobiologicznym źródła usytuowane w płaskich dnach dolin rzecznych najczęściej należą do helokrenów. Źródła helokreniczne cechują się bardzo małą wydajnością.

Tabela 3. Zakres tła hydrochemicznego wód podziemnych dorzecza Supraśli w świetle badanych cech fizyczno-chemicznych wody źródlisk oraz zakres cech wody źródlisk Białegostoku

Cechy wody	Tło hydrochemiczne źródlisk dorzecza Supraśli	Zakres cech wody źródlisk Białegostoku
Odczyn wody [pH]	7,2 - 8,2	6,9 - 7,4
Tlen rozpuszczony [mg·dm ⁻³]	7,1 - 11,2	8,4 - 12,4
Stożek wysycenia wody tlenem [%]	66 - 96	79 - 115
Przewodnictwo elektrolityczne wody [μS·cm ⁻¹]	284 - 458	412 - 568
Rozpuszczony węgiel organiczny [mg·dm ⁻³]	0,01 - 3,42	2,14 - 4,22
Ca ²⁺ [mg·dm ⁻³]	53 - 95	85,8 - 106
Mg ²⁺ [mg·dm ⁻³]	5,3 - 17,8	4,2 - 8,3
Na ⁺ [mg·dm ⁻³]	1,44 - 5,28	3,12 - 12,6
K ⁺ [mg·dm ⁻³]	0,01 - 1,71	0,68 - 1,72
HCO ₃ ⁻ [mg·dm ⁻³]	176 - 310	250 - 317
SO ₄ ²⁻ [mg·dm ⁻³]	4,5 - 36	29,1 - 38,2
Cl ⁻ [mg·dm ⁻³]	5,5 - 15	11,5 - 25,4
N-NH ₄ ⁺ [mg·dm ⁻³]	0,09 - 1,03	0,16 - 0,26
N-NO ₃ ⁻ [mg·dm ⁻³]	0,07 - 1,47	0,47 - 2,45
P-PO ₄ ³⁻ [mg·dm ⁻³]	0,11 - 0,51	0,01 - 0,07

Źródło: źródłiska dorzecza Supraśli [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999c]; źródłiska Białegostoku [Jekatierynczuk-Rudczyk 2007b]

W źródłiskach regionu białostockiego dominują dwa typy hydrochemiczne wody: HCO₃-Ca i HCO₃-Ca-Mg [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, b], a na terenie Białegostoku stwierdzono wody trzy- i czterojonowe: HCO₃-SO₄-Ca i HCO₃-SO₄-Ca-Mg [Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1997]. Jakość wód źródlisk jest dobrą podstawą do określenia tła hydrogeochemicznego [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999c]. O dobrej jakości wody źródlisk w regionie białostockim świadczy niewielkie stężenie azotanów, chlorków i siarczanów (tab. 3), zbliżone do naturalnego tła hydrochemicznego wód podziemnych [Małecka i in. 1991].

Znaczący wpływ na jakość wód źródlisk w dorzeczu Supraśli wywiera charakter użytkowania zlewni. Niewielkie stężenie parametrów chemicznych wody stwierdzono w źródłiskach leśnych. Większe przekształcenia składu chemicznego wody występowały w wypływach położonych na obszarach użytków rolnych, terenach wiejskich, a największe w strefie zabudowy mieszkowej. W źródłiskach o znacznie przekształconej zlewni następuje wyraźny wzrost stężenia chlorków, siarczanów, sodu, potasu, azotu azotanowego oraz zmniejszenie stężenia tlenu rozpuszczonego w wodzie [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999b, 2004, 2006a, 2007b].

W latach 2001-2004 w źródłiskach położonych na terenie Białegostoku stwierdzono dwujonowy, wodorowęglanowo-wapniowy typ wody. Brak wy-

rażnych przekształceń wód wypływów położonych na terenie zabudowanym świadczyć może o dobrej szczelności sieci kanalizacyjnej oraz mniejszej presji antropogenicznej wynikającej z aktualnej koniunktury gospodarczej regionu białostockiego. Porównując aktualne wyniki z danymi archiwalnymi, stwierdzono utrzymujący się niski stopień przekształcenia składu chemicznego wody naturalnych wypływów wody podziemnej. W przypadku niektórych parametrów fizyczno-chemicznych wód badanych źródeł obserwuje się wręcz mniejsze stężenie. Dotyczy to stężenia chlorków, siarczanów, azotanów i fosforanów. Porównanie otrzymanych wyników z zakresem tła hydrochemicznego źródeł dorzecza Supraśli wykazało niewielki stopień przekształcenia wód wypływów białostockich [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999c]. Większość parametrów przekroczyła nieznacznie górną granicę zakresu (np. stopień wysycenia wody tlenem, stężenie wapnia, potasu, jonów wodorowęglanowych). Istotne różnice dotyczyły przewodnictwa właściwego wody, stężenia sodu, chlorków, azotanów i rozpuszczonego węgla organicznego (tab. 3). Zakresy stężenia poszczególnych parametrów wody były w większości przypadków znacznie węższe niż zakresy tła wypływów płytkich wód podziemnych dorzecza Supraśli.

Stopień wykorzystania naturalnych wypływów wód podziemnych w dorzeczu Supraśli jest niewielki. Najchętniej ich zasoby wodne są wykorzystywane do napełniania małych zbiorników wodnych, które z kolei służą do hodowli ryb lub jako zbiorniki przeciwpożarowe. Stawy rybne zaopatrywane w wodę ze źródeł są przeważnie małe, o powierzchni nieprzekraczającej 0,5 ha. Do celów bytowo-gospodarczych użytkowano tylko trzy źródła. We wsi Krynice wybudowano wodociąg, który zaopatrywał w wodę całą wieś [Łoszewski 1984]. Próba ujęcia sposobem gospodarczym wody ze źródła w Radulinie nie powiodła się. Źródła położone na terenie użytków zielonych pełnią rolę wodopojów dla bydła. Szczególnie chętnie wykorzystywane są do tego celu limnokreny, np. źródło w pobliżu miejscowości Ostrów Nowy. Naturalne wypływy wody podziemnej są wykorzystywane jako wodopoje przez zwierzęta leśne, co najłatwiej zaobserwować w okresie zimowym.

7.3. Wody podziemne

Według regionalizacji słodkich wód podziemnych Polski w zmodyfikowanym ujęciu Kleczkowskiego [1990], omawiany teren jest częścią prowincji nizinnej, pasa równinnego, którego przebieg wyznaczają zasięgi stadiałów: od północy – leszczyńskiego, a od południa – warty. Według podziału zwykłych wód podziemnych w ATLASIE HYDROGEOLOGICZNYM POLSKI [1995], okolice Białegostoku należą do regionu mazowiecko-mazursko-podlaskiego.

Głównym i najważniejszym środowiskiem wód podziemnych Polski północno-wschodniej są twory czwartorzędowe. Wody starszych formacji geologicznych są wykorzystywane sporadycznie, jednakże występują one w osadach prawie wszystkich epok geologicznych, napotykanych na omawianym obszarze [Duchnowski, Michalski 1987]. Paleozoiczny kompleks wodonośny związany jest z utworami eokambru. Wody tego poziomu charakteryzują się małą ilością rozpuszczonych związków mineralnych ($200-400 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) oraz wodorowęglanowo-sodowym lub chlorkowo-sodowym typem hydrochemicznym [Duchnowski, Michalski 1987]. Badania hydrogeologiczne wykazały, że twory kredowe wykształcone w postaci margli, opok i kredy piszącej są niemal w całości wodonośne [Małecka 1995]. Charakteryzują się jednak małą wodoprzepuszczalnością. Świadczą o tym współczynniki filtracji $2 \times 10^{-8} - 5 \times 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ oraz wydajności jednostkowe zawierające się w przedziale $0,01 - 0,04 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{ImS}^{-1}$. Ujęcia z utworów kredowych w Białymstoku mają wydajność jednostkową od 0,003 poprzez 0,15 do $1,81 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{ImS}^{-1}$. Ze względu na niewielką wydajność białostocki otwór zlikwidowano [Małecka 1995].

Wody w utworach paleocenu są praktycznie nierozpoznane. Wody oligoceńskie i miocene są ujmowane w nielicznych otworach w Mońkach, Grajewie, Prostkach, Mikicinie, Wiźnie i Osowcu. Charakterystyka hydrogeologiczna tych utworów jest niejednoznaczna, ponieważ są ujmowane w nich również wody ze spągowych partii czwartorzędu. Wymienione studnie charakteryzują się niskim wydatkiem jednostkowym, w granicach $1,4-3,5 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{ImS}^{-1}$, przy współczynnikach filtracji rzędu $0,0001 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Charakterystyczną cechą podczwartorzędowych pięter wodonośnych jest zwierciadło wody stabilizujące się o kilka lub kilkanaście metrów niżej od spągowego poziomu czwartorzędowego. Wskazuje to na zasilanie głębszych struktur hydrogeologicznych wodami poziomu czwartorzędowego. Wody w utworach kredy i trzeciorzędu są typowymi wodami infiltracyjnymi, zasilanymi pośrednio poprzez osady czwartorzędowe [Małecka 1995]. Wśród nich dominuje wodorowęglanowo-wapniowy typ hydrochemiczny [Duchnowski, Michalski 1987].

Rozpoznane i wykorzystywane zasoby wód podziemnych w regionie białostockim są związane z utworami czwartorzędownymi. Można w nich wyróżnić kilka warstw wodonośnych odpowiadających cyklom sedymentacyjnym w okresie plejstocenijskim:

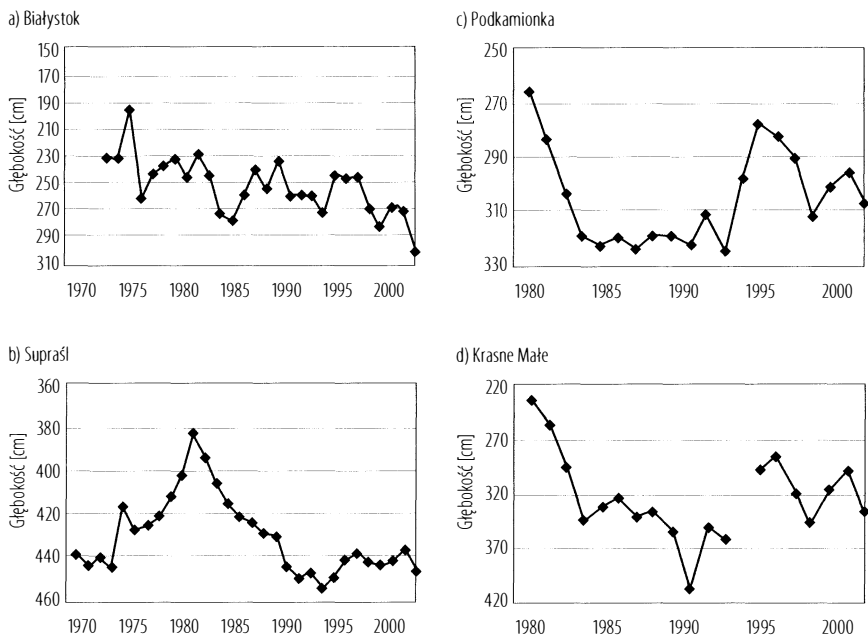
- przypowierzchniową warstwę wodonośną (poziom naglinowy),
- pierwszą wgłębną warstwę wodonośną (poziom międzymorenowy),
- drugą wgłębną warstwę wodonośną (poziom spągowy) [Czerwińska-Tomczyk i in. 2007].

Wspólną cechą wód podziemnych regionu jest ich porowy charakter. Występują one głównie w równowadze infiltracji, a poziom wodonośny znajdujący się najpłycej występuje w piaskach i żwirach zalegających na glinach zlodowacenia warty [Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1995]. Najślabiej rozpoznanym, czwartorzędowym poziomem wodonośnym jest poziom związany z utworami zlodowacenia odry i interglacjałem pilicy. Kolejny poziom wodonośny, zalegający w piaskach różnoziarnistych i pylastych, jest wiekowo związany z interglacjałem wielkim. Wykształcony jest on w miąższym kompleksie piasków i żwirów. Poziom ten ma duże rozprzestrzenienie w regionie [Czerwińska-Tomczyk i in. 2007]. Charakterystyczną cechą tej warstwy jest zmienność parametrów, umożliwiającą wydzielenie kilku rejonów hydrogeologicznych:

1. **Obszar wzgórz morenowych położonych na północ od doliny Supraśli** – warstwę wodonośną tworzą tu piaski, przechodzące w części spągowej w piaski ze żwirami i żwiry; maksymalna wydajność studni dochodzi tutaj do $90 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$.
2. **Dolina Supraśli** – tworzą ją doliny kopalne różnego wieku, pozostające ze sobą w więzi hydraulicznej; wydajność studni może dochodzić do $70\text{-}265 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$.
3. **Obszar wzgórz morenowych położonych na południe od doliny Supraśli oraz południowa część wysoczyzny morenowej** – w części północnej tworzą ją utwory fluwialne, głównie piaski, piaski ze żwirem i żwiry, w części południowej wzrasta udział frakcji ilastej, co powoduje pogorszenie warunków hydrogeologicznych [Czerwińska-Tomczyk i in. 2007].

Przypowierzchniowa warstwa wodonośna w wielu miejscach ma charakter wierzchówkowy. Obejmuje ona wody gruntowe o zwierciadle swobodnym, układającym się współkształtnie z rzeźbą terenu. Głębokość do stropu warstwy wodonośnej rzadko przekracza 5 m, a jej miąższość jest zróżnicowana od kilku do ponad 30 m. Poziom ten charakteryzuje się dużą wydajnością, przekraczającą $80 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ [Czerwińska-Tomczyk i in. 2007]. Przypowierzchniowa warstwa wodonośna jest powszechnie eksploatowana przez studnie kopane i studnie wiercone, ujmujące wody o zwierciadle swobodnym.

Ważną cechą pierwszego poziomu wodonośnego jest rytm wahań zwierciadła oraz szybkość i możliwość reakcji na zasilanie. Niektórzy autorzy zwracają uwagę na znaczne obniżenie poziomu wód gruntowych na omawianym terenie [Mioduszewski 1996]. Obserwacje terenowe i wywiad z miejscową ludnością potwierdzają spostrzeżenia Mioduszewskiego. Poziom wód gruntowych uległ znacznemu obniżeniu w wyniku przeprowadzenia melioracji szczegółowych. Najintensywniej zjawisko to uwidacznia się w czasie letnich i wczesnojesiennych susz meteorologicznych. Poziom wody w studniach



Rysunek 6. Stany wód podziemnych w regionie białostockim w latach 1971-2000: a) studnia Białystok, b) studnia Supraśl; oraz w latach 1981-2000: c) studnia Podkamionka, d) studnia Krasne Małe

Źródło: [http://www.imgw.pl]

opada wówczas tak znacznie, że miąższość warstwy wody nie przekracza kilkunastu cm. Niektóre studnie wysychają. Powoduje to braki wody pitnej i na potrzeby gospodarcze. W efekcie większość mieszkańców zmuszona jest do pogłębiania studni, sięgania do głębszych poziomów wodonośnych lub dowożenia wody. Monitoring wód podziemnych w regionie białostockim potwierdza spadek położenia zwierciadła wód podziemnych (rys. 6).

Wody piętra czwartorzędowego należące do strefy aktywnej wymiany, jak i wody głębszych poziomów wodonośnych, występujące pod nakładem glin zwałowych, należą do wód słabozmineralizowanych. We wszystkich poziomach dominują wody dwujonowe $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ lub trzyjonowe $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, rzadziej $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ [Małecka 1995]. Zmiany stosunków jonowych, spowodowane głównie wzrostem koncentracji siarczanów i chlorków, prowadzą do przemian chemicznych, w wyniku których powstają wody wielojonowe. Udział tych wód na omawianym terenie jest niewielki, zaledwie kilka procent [Małecka 1995]. Następnym więzi hydraulicznej kilku poziomów wodonośnych jest duże pokrewieństwo hydrochemiczne wód, szczególnie w obrębie czwartorzę-

Tabela 4. Zakres tła hydrochemicznego wybranych parametrów chemicznych wody podziemnej w dorzeczu Supraśli

Cechy wody	Zakres tła hydrochemicznego
Odczyn wody [pH]	7,2 - 8,0
Ogólna ilość rozpuszczonych związków mineralnych [mg·dm ⁻³]	150 - 450
Ca ²⁺ [mg·dm ⁻³]	40 - 90
Mg ²⁺ [mg·dm ⁻³]	5 - 25
Na ⁺ [mg·dm ⁻³]	0 - 40
K ⁺ [mg·dm ⁻³]	0 - 5
HCO ₃ ⁻ [mg·dm ⁻³]	125 - 425
SO ₄ ²⁻ [mg·dm ⁻³]	0 - 70
Cl ⁻ [mg·dm ⁻³]	2 - 30
Fe ²⁺³⁺ [mg·dm ⁻³]	0 - 2
Mn ²⁺³⁺⁴⁺ [mg·dm ⁻³]	0 - 0,4
NH ₄ ⁺ [mg·dm ⁻³]	0 - 1,4
NO ₂ ⁻ [mg·dm ⁻³]	0 - 0,02
NO ₃ ⁻ [mg·dm ⁻³]	0 - 1,5
PO ₄ ³⁻ [mg·dm ⁻³]	0 - 1,1

Źródło: [Małecka i in. 1991]

dowego poziomu międzymorenowego [Małecka 1995]. Powiązanie hydrauliczne czwartorzędowych warstw wodonośnych potwierdza zakres tła hydrochemicznego wód podziemnych dorzecza Supraśli [Małecka i in. 1991, Jekatierynczuk-Rudczyk 1999c]. Chemizm wód piętra czwartorzędowego ujmowanego studniami wierconymi nie wykazuje istotnych zmian spowodowanych antropopresją (tab. 4). Do parametrów geogenicznych o podwyższonym stężeniu w stosunku do wymagań normatywnych zalicza się żelazo i mangan [Małecka 1995]. Większe stężenie parametrów chemicznych występuje w wodzie przypowierzchniowej warstwy wodonośnej ujmowanej studniami kopanymi. Chemizm tych wód zależy od stanu sanitarnego studni i jej otoczenia. Do makroskładników najbardziej podatnych na wpływy antropogeniczne należą chlorki, siarczany, jony amonowe, azotany oraz ogólna ilość rozpuszczonych związków mineralnych. Chlorki występują zwykle w stężeniu od 7 do 110 mg·dm⁻³, natomiast siarczany od 13 do 127 mg·dm⁻³. Zawartość azotu amonowego zwykle nie przekracza 0,1 mgN·dm⁻³, zawartość azotanów dochodzi do 15 mgN·dm⁻³. Związki żelaza występują w niewielkich ilościach – od 0,0 do 0,4 mg·dm⁻³, a manganu – od 0,0 do 0,08 mg·dm⁻³ [Madejski, Madejska 1998a, b]. Badania własne pierwszej warstwy wodonośnej na północ od Białegostoku wskazują na niewielkie przekształcenia składu chemicznego wody (tab. 5). Najczęściej są to wody dwujonowe HCO₃-Ca, a do najbardziej podatnych na przekształcenie parametrów należy zaliczyć azotany i ortofosforany (tab. 5).

Tabela 5. Cechy fizyczno-chemiczne wody pierwszego poziomu wodonośnego w regionie białostockim

Cechy wody	Okolice Jurowiec 2003	Okolice Kopiska i Rybnik 2003	Okolice Ogrodniczek 2005
<i>Liczba próbek</i>	12	18	25
Temperatura wody [°C]	<u>8,2-9,8</u> 9,0	<u>9,6-10,8</u> 10,2	<u>2,7-6,4</u> 4,1
Odczyn wody [pH]	<u>7,28-7,72</u> 7,52	<u>6,77-6,98</u> 6,87	<u>6,45-7,69</u> 6,59
Przewodnictwo elektrolityczne wody [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	<u>420-1220</u> 698	<u>331-538</u> 446	<u>326-1042</u> 613
Tlen rozpuszczony [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	n.o.	<u>6,0-9,0</u> 7,67	<u>6,9-11,5</u> 9,2
Stopień wysycenia wody tlenem [%]	n.o.	<u>48-89</u> 65	<u>51-94</u> 72
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	n.o.	<u>9,4-26,0</u> 14,9	<u>3,4-18,4</u> 9,1
Rozpuszczony węgiel organiczny [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	n.o.	n.o.	<u>2,79-8,00</u> 4,75
Ca^{2+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>80,3-119,6</u> 99,0	<u>68,9-99,8</u> 87,2	<u>54,6-184,3</u> 107,2
Mg^{2+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>12,0-20,0</u> 15,9	<u>9,2-14,2</u> 11,4	<u>5,1-28,9</u> 15,7
Na^{+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>0,01-19,24</u> 8,56	<u>0,76-2,36</u> 1,6	n.o.
K^{+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>0,45-15,28</u> 5,54	<u>0,01-6,95</u> 2,66	n.o.
HCO_3^{-} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>210-485</u> 311	<u>198-317</u> 276	<u>133-542</u> 279
SO_4^{2-} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>19,5-55,5</u> 36,5	<u>12,4-20,2</u> 17,1	<u>16,2-62,6</u> 42,3
Cl^{-} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>13,1-50,6</u> 26,4	<u>5,5-21,6</u> 13,5	<u>9,3-47,6</u> 23,5
$\text{Si}\text{-SiO}_3^{2-}$ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>0,34-2,53</u> 1,63	<u>0,64-2,42</u> 1,75	<u>1,34-4,66</u> 2,14
Fe^{2+3+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>0,05-0,21</u> 0,11	<u>0,04-0,14</u> 0,07	<u>0,02-0,25</u> 0,08
$\text{N}\text{-NH}_4^{+}$ [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>0,03-0,08</u> 0,05	<u>0,14-0,29</u> 0,20	<u>0,14-0,59</u> 0,22
$\text{N}\text{-NO}_3^{-}$ [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	<u>2,90-6,64</u> 4,60	<u>1,16-2,85</u> 2,19	<u>0,21-7,18</u> 4,38
$\text{P}\text{-PO}_4^{3-}$ [$\text{mgP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	n.o.	<u>0,04-0,16</u> 0,08	<u>0,06-1,73</u> 0,45
Fosfor całkowity [$\text{mgP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	n.o.	<u>0,22-0,41</u> 0,30	<u>0,07-1,86</u> 0,52

min. - max., średnia; n.o. - nie oznaczano. Źródło: badania i opracowanie własne

W płytkich wodach podziemnych na terenie Białegostoku zanotowano większe od przeciętnych w regionie stężenie jonów chlorkowych i siarczanowych [Dolecka i in. 1996]. Przestrzenna ocena stężenia pierwiastków spora-

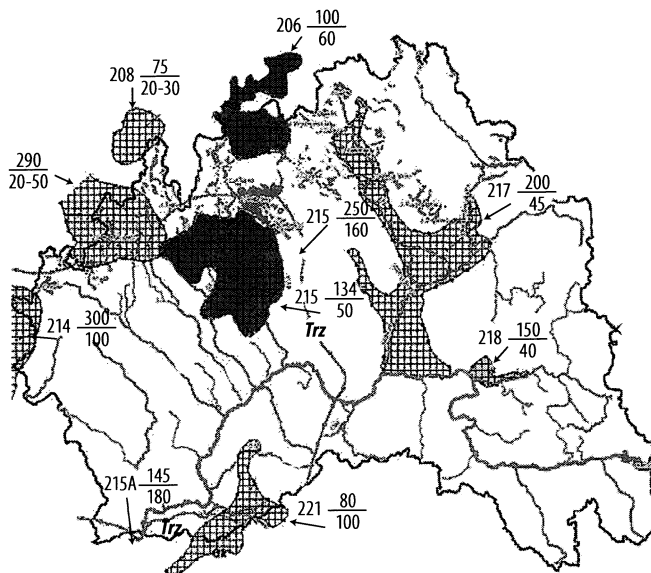
dycznie występujących w wodach podziemnych zlewni Białej wykazała rozkłady stężenia o charakterze anomalii punktowych (As, Br, Mo, Pb) i przestrzennych (Cd). Wysokie koncentracje kadmu w wodach podziemnych w najbardziej uprzemysłowionej części Białegostoku, osiągające niejednokrotnie wartości ponadnormatywne ($75 \mu\text{g Cd}\cdot\text{dm}^{-3}$), są typowym przykładem zanieczyszczeń przestrzennych obszarów zurbanizowanych [Małecki 1991]. Pozostałe mikroelementy nie przekraczały wartości ponadnormatywnych, jednakże ich obecność w wodach podziemnych świadczy o dominującej roli zanieczyszczeń przemysłowych w kształtowaniu ich stężenia. Stan bakteriologiczny wód podziemnych w rejonie Białegostoku uznano za korzystny [Dolecka i in. 1996].

7.4. Gospodarka wodna



Głównym źródłem zaopatrzenia w wodę ludności województwa podlaskiego są wody podziemne, których łączne zasoby eksploatacyjne oszacowano na $658,7 \text{ hm}^3$. Wielkość zasobów wód na terenie województwa uległa zmniejszeniu o $1,5 \text{ hm}^3$ w stosunku do 2004 roku. Wody podziemne charakteryzują się stosunkowo dobrą jakością, jednak ze względu na wrażliwość na zanieczyszczenia i niską odnawialność wymagają szczególnej ochrony w aspekcie ilościowym i jakościowym. Są one zgromadzone w trzech udokumentowanych zbiornikach wód podziemnych [Kleczkowski 1990]: pradoliny rzeki Biebrzy (GZW-217), pradoliny rzeki Supraśli (GZW-218) i Sandru Kurpie (GZW-216).

Główny zbiornik wód podziemnych (GZWP) 218 Supraśl obejmuje część doliny Supraśli w rejonie Białegostoku (rys. 7). Jego powierzchnia wynosi $85,8 \text{ km}^2$. Moduł zasobów dyspozycyjnych oszacowano na $460 \text{ m}^3\cdot\text{d}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ [Madejski, Madejska 1998a, b]. Jest on podstawowym zbiornikiem wód pitnych dla Białegostoku. Na jego terenie znajdują się największe w regionie wodociągowe ujęcia wód podziemnych: Jurowce i Wasilków [Czerwińska-Tomczyk i in. 2007].

Rzeka Supraśl jest głównym źródłem zaopatrzenia w wodę powierzchniową w regionie białostockim. Należy ona do rzek charakteryzujących się najkorzystniejszymi warunkami hydrologicznymi w odniesieniu do jednostkowych zasobów odnawialnych [Staniaszek 1996]. Jej zasoby wykorzystuje gospodarka komunalna Białegostoku. W oparciu o wodę powierzchniową i infiltracyjną rzeki Supraśli powstało jej ujęcie w Wasilkowie. Drugie ujęcie wody dla Białegostoku bazuje na czwartorzędowych wodach podziemnych i powstało w Jurowcach, gdzie pracuje 27 studni o głębokości od 60 do 120 m. Ich wydajności wahają się od 60 do $150 \text{ m}^3\cdot\text{d}^{-1}$. Maksymalna dobowo wydajność ujęcia wody w Jurowcach wynosi $34\,000 \text{ m}^3\cdot\text{d}^{-1}$ ($1420 \text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$), a zasoby



Mapa głównych zbiorników wód podziemnych
według A.S. Kleczkowskiego
Granica wydzielonych GZWP w ośrodkach porowatych

-  – GZWP według A.S. Kleczkowskiego
-  – GZWP zmodyfikowane w wyniku szczegółowego rozpoznania
- Trz** – zbiorniki w trzeciorzędzie

Zasobność wydzielonych GZWP lub ich części

217 – numer GZWP

134 – szacunkowe zasoby dyspozycyjne GZWP (tys. m³)

20 – średnie głębokości ujęć wód podziemnych (m)

Rysunek 7. Główne zbiorniki wód podziemnych dorzecza Narwi według Kleczkowskiego

Źródło: [Kleczkowski 1990; <http://www.mos.gov.pl>]

eksploatacyjne zatwierdzone w kategorii „B” wynosiły dotychczas 1 430 m³·h⁻¹. Powstały w okolicach Jurowiec lej depresyjny jest największy w regionie białostockim i rozciąga się na południe od rzeki Supraśli, powodując infiltrację wód powierzchniowych do studni głębinowych. Łącznie z dwóch ujęć pobiera się 96 000 - 111 000 m³·d⁻¹ wody. W 2003 roku ponad połowa ujmowanej wody była przeznaczona na potrzeby gospodarstw domowych. Pozostała część była w równych ilościach wykorzystywana przez przemysł, obiekty użyteczności publicznej i usługi oraz zużywana na potrzeby własne ujęć i stacji uzdatniania wody. Około 10% wody podlegało stratom w sieci wodociągowej. Oprócz wymienionych ujęć wody, na terenie dorzecza Supraśli są zlokalizowane mniejsze ujęcia wód podziemnych, zaopatrujące bezpośrednio duże zakłady

przemysłowe oraz małe miasta i wsie. Zasoby eksploatacyjne zatwierdzone w kategorii „B” w 10 znaczących zakładach przemysłowych regionu białostockiego wynoszą około $2\,500\text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$. Ogólną ilość zasobów wód podziemnych z utworów czwartorzędowych zatwierdzonych w kategorii „B” w regionie białostockim szacuje się na około $9\,565\text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$, przy czym rzeczywista ich eksploatacja na początku XXI wieku obejmowała jedynie 26% [Czerwińska-Tomczyk i in. 2007].

Regionalne zasoby eksploatacyjne czwartorzędowych poziomów wodonośnych ustalono w następujących ilościach:

- przypowierzchniowa warstwa wodonośna – $Q=246\text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$,
- I użytkowa wgłębna warstwa wodonośna – $Q=2\,962\,246\text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$,
- II użytkowa wgłębna warstwa wodonośna – $Q=821\,246\text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$.

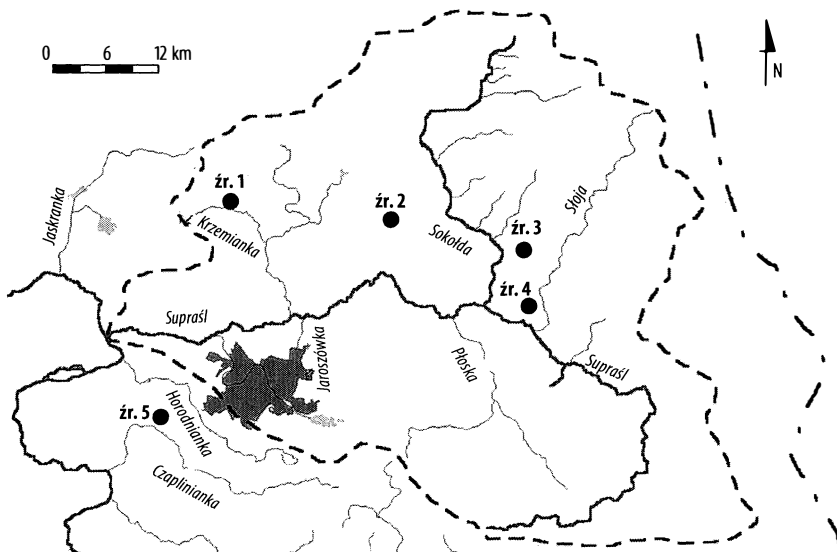
Łączne zasoby eksploatacyjne regionu białostockiego wynoszą $4\,029\,246\text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$. Wielkość ta zapewnia utrzymanie minimalnego zasięgu lejów depresji i ich głębokość w rejonach ujęć w granicach dopuszczalnych ze względów przyrodniczych i technicznych [Dolecka i in. 1996, Czerwińska-Tomczyk i in. 2007].

Komunalne ujęcia miast i wsi nie wykorzystują w całości zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych. Większe wykorzystanie zasobów dotyczyło miast: Białystok, Czarna Białostocka i Sokółka, gdzie pobrano od 48% do 65% zatwierdzonych w kategorii „B” zasobów wód podziemnych. Na terenach wiejskich powyższy wskaźnik nie przekraczał 15%, a często był znacznie mniejszy. Obszary wiejskie regionu białostockiego zaledwie w 40% posiadają sieć wodociągową.

III. Metody badań

Badania terenowe i laboratoryjne źródeł oraz rzek (rys. 8) w regionie białostockim prowadzono w trzech okresach:

- 2002-2003 – badanie źródeł,
- 2003-2004 – badanie rzek,
- 2004-2006 – eksperyment terenowy w niszy naturalnego wypływu wody podziemnej w dolinie Krzemianki.



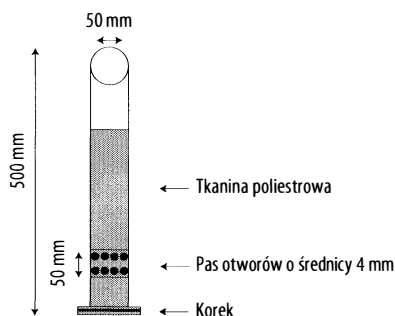
Rysunek 8. Lokalizacja stanowisk badawczych

Źródło: opracowanie własne

1. Terenowe badania źródeł

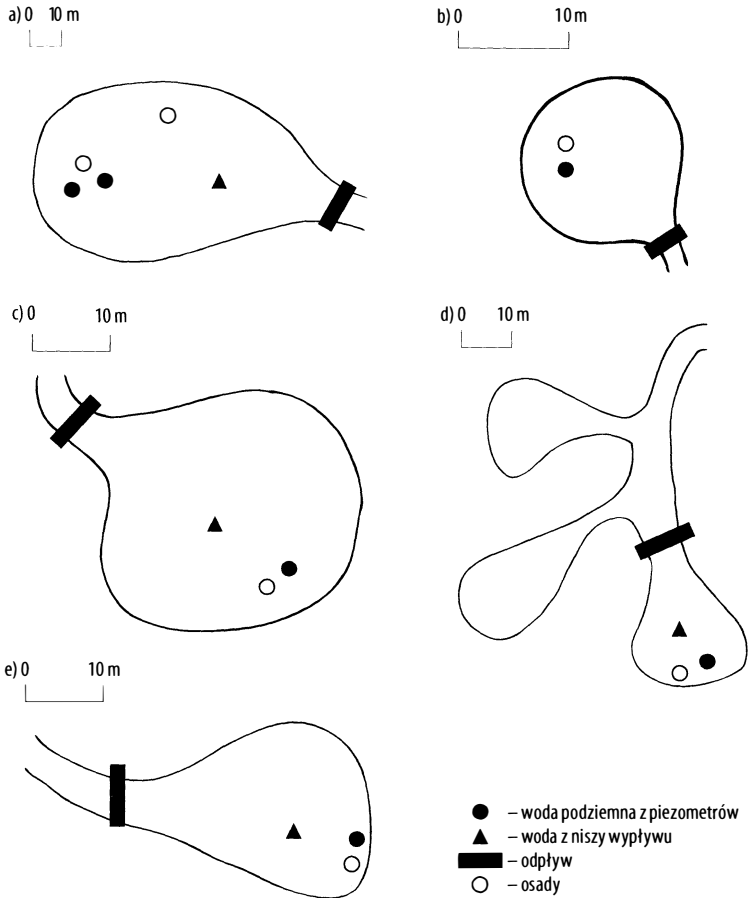
W latach 2002-2003, w odstępach dwumiesięcznych, prowadzono badania pięciu źródeł. Do badań wytypowano naturalne wypływy wody podziemnej o różnym położeniu geomorfologicznym, wykształceniu niszy i wydajności. W niszach wypływów pobierano wodę podziemną i powierzchniową. Wodę podziemną, z głębokości 30-70 cm, pobierano piezometrami. Piezometry zostały wykonane z rur PCV o długości 50 i 100 cm oraz 50 mm średnicy. W każdym z nich został nawiercony 5-centymetrowy pas otworów o $\varnothing=4$ mm. W celu uniknięcia zamulania otworów, a także napływania osadu do środka rur, przed zamontowaniem powleczono je tkaniną poliestrową. Dolną część piezometrów zabezpieczono korkiem plastikowym, górną – zdejmowanym korkiem gumowym (rys. 9). Piezometrem o długości 50 cm pobierano wodę z głębokości 30 cm, piezometr o długości 100 cm służył do poboru próbki z głębokości 70 cm. Wodę powierzchniową pobierano w środkowej części nisz źródłkowych i w miejscu skoncentrowanego odpływu wody.

W źródle nr 1 na terenie rezerwatu Krzemianka (Aneks 2a) próbki wody pobierano w czterech punktach (rys. 10a). Dwa pierwsze stanowiska to wody podziemne z głębokości 30 i 70 cm, oddalone od siebie zaledwie o kilka centymetrów. Stanowisko trzecie, oddalone od piezometrów o około 50 m, zlokalizowano w środkowej części niszy źródłkowej. Ostatnim stanowiskiem, które zostało włączone w zakres badań tego źródła, był skoncentrowany odpływ wody z niszy. W źródle nr 2 na terenie rezerwatu Budzisk (Aneks 2b) wyznaczono tylko dwa stanowiska. Pierwsze to woda podziemna z głębokości 30 cm, drugie to nisza źródła oddalona o 10 m od piezometru (rys. 10b). Źródło nr 3 w sąsiedztwie wsi Podłężnie (Aneks 2c) posiadało trzy



Rysunek 9. Schemat piezometru wykorzystanego do poboru próbek wody w niszach źródłkowych

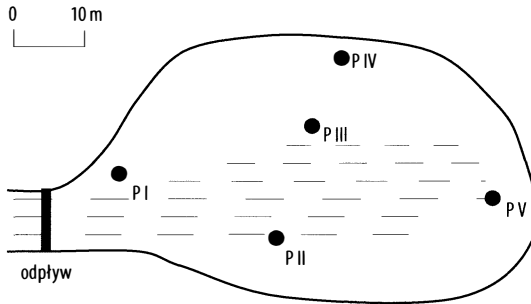
Źródło: opracowanie własne



Rysunek 10. Schematy nisz źródłiskowych zaznaczonymi punktami poboru próbek wody i osadów do analizy laboratoryjnej; a) źródłisko nr 1 w dolinie Krzemianki, b) źródłisko nr 2 w dolinie Migówki, c) źródłisko nr 3 w dolinie Sokołdy, d) źródłisko nr 4 w dolinie Słoi, e) źródłisko nr 5 w dolinie Horodniarki

Źródło: opracowanie własne

stanowiska badawcze (rys. 10c). Pierwsze to woda podziemna z głębokości 30 cm, kolejne – nisza źródłiska oddalona o 10 m od piezometru, a ostatnie to miejsce skoncentrowanego odpływu wody położone w odległości około 20 m od stanowiska w niszy. W sąsiedztwie miejscowości Lipowy Most (Aneks 2d) znajduje się źródłisko nr 4. W obrębie niszy tego wypływu wyznaczono trzy stanowiska badawcze: woda podziemna z głębokości 30 cm, nisza źródłiskowa i skoncentrowany odpływ (rys. 10d). W źródłisku nr 5 na terenie wsi Turczyn (Aneks 2e) pobierano wodę podziemną z głębokości 30 cm, wodę powierzchniową z niszy wypływu oraz ze skoncentrowanego odpływu (rys. 10e).



Rysunek 11. Rozmieszczenie piezometrów w źródliku nr 1 w dolinie Krzemianki

Źródło: opracowanie własne

Zastosowanie piezometru pozwoliło na pobranie wody podziemnej przed jej kontaktem z powietrzem atmosferycznym i światłem. Wszystkie piezometry zostały zamontowane podczas pierwszego wyjazdu w teren i pozostawały w niszach źródlikowych przez cały okres prowadzonych analiz (1 listopada 2001 – 31 października 2003). Wodę z piezometrów pobierano, po wcześniejszym wypompowaniu i ponownym napełnieniu, za pomocą pompki podciśnieniowej typu Mini Sampler firmy Bürkle. Łącznie pobrano ponad 150 prób wody w obrębie nisz źródlikowych.

Kolejny aspekt badań źródełk nizinnych to przekształcenia jakości wody w obrębie jednej niszy źródlikowej. Eksperyment terenowy prowadzono w niszy źródlika nr 1 w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006 w sezonie wegetacyjnym (od kwietnia do października). Próbkę wody pobierano raz w miesiącu w sześciu punktach (rys. 11). Pięć próbek wody podziemnej pobierano piezometrami zamontowanymi w dnie niszy na głębokość 20 cm, próbkę szóstą pobierano ze skoncentrowanego odpływu wody. Piezometry w niszy źródlika w dolinie Krzemianki zniwelowano.

W 2003 roku z nisz źródlikowych pobrano osady wyścielające ich dno. Z niszy źródlika w dolinie Krzemianki pobrano dwie próbki osadów, z centralnej części i obrzeży niszy, w pozostałych wypływach po jednej próbce (rys. 10).

W terenie mierzono wydajność naturalnych wypływów wody podziemnej przy pomocy zastawki z przelewem prostokątnym lub młynkiem hydrometrycznym. W piezometrach mierzono poziom zwierciadła wody. Pomiary hydrologiczne prowadzono w terminach poboru próbek wody do badań hydrochemicznych.

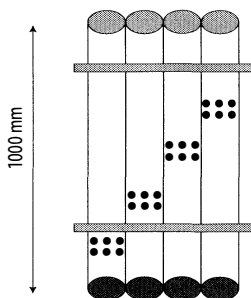
W niszach źródlikowych oznaczono roślinność naczyniową [Matuszkiewicz 2001].

2. Terenowe badania rzek

Badania transformacji składu chemicznego wód podziemnych w trakcie drenażu przez wody powierzchniowe przeprowadzono w dwóch małych rzekach regionu białostockiego, Krzemiance i Jaroszwce. W celu pełnej charakterystyki badanych zlewni rzecznych wykonano sześć razy w roku hydrologicznym 2003 analizę cech fizyczno-chemicznych wody w różnych punktach zlewni (przekroje hydrometryczne rzek w pobliżu zabudowań, naturalne wypływy wody podziemnej) (Aneks 3, 4). Badania hydrologiczno-hydrochemiczne w zlewni Krzemianki prowadzono w 5 profilach hydrometrycznych rzeki i w 5 źródłiskach (Aneks 3). W zlewni Jaroszwki badania hydrologiczno-hydrochemiczne prowadzono w 5 profilach hydrometrycznych rzeki i 4 źródłiskach (Aneks 4).

Badania wód interstycjalnych i podziemnych w dolinach rzecznych prowadzono w dwóch przekrojach hydrometrycznych Krzemianki i jednym Jaroszwki (Aneks 5a, b, c). Przed rozpoczęciem badań hydrologicznych i hydrochemicznych strefy hyporeicznej małych rzek nizinnych określono kierunki przepływu wód podziemnych w analizowanych zlewniach. W tym celu wykonano kartowanie hydrograficzne gwizdkiem hydrometrycznym, mierząc w terenie głębokość do zwierciadła wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego, opierając się na istniejących studniach kopanych. W zlewni miejskiej, ze względu na brak studni kopanych, do określenia położenia zwierciadła wody podziemnej wykorzystano naturalne wypływy, które są odsłonięciem pierwszej warstwy wodonośnej. W zlewni leśnej lokalizacja źródeł była również pomocna w wyznaczeniu kierunków przepływu wód podziemnych. Na tej podstawie wyliczono rzędne położenia zwierciadła wody podziemnej oraz wykreślono mapę hydroizohips. Zebrany materiał hydrogeologiczny i analiza położenia wód powierzchniowych na podstawie map topograficznych potwierdziły przypuszczenia o wysoce drenażowym charakterze wytypowanych do badań małych rzek nizinnych. Różnica położenia zwierciadła wody podziemnej i lustra wody rzecznej niekiedy przekraczała 10 m na odcinku kilkuset metrów. Spadek hydrauliczny zwierciadła wód podziemnych często przekraczał kilkanaście promili. Po dokonaniu analizy ukształtowania zwierciadła wody podziemnej w zlewni Krzemianki i Jaroszwki do badań strefy hyporeicznej wyznaczono trzy przekroje hydrometryczne:

- **Krzemianka I (KI)** – górny bieg rzeki (E 23°7'10.66"; N 53°16'42.54"), 6,0 km biegu rzeki – szosa Białystok – Augustów (Aneks 2f, 3, 5a),
- **Krzemianka II (KII)** – środkowy bieg rzeki (E 23°8'46.26"; N 53°15'43.34"), 2,0 km biegu rzeki – poniżej stawów we wsi Rybniki (Aneks 2g, 3, 5b),



Rysunek 12. Schemat zestawu piezometrów do pobierania próbek wody ze strefy hyporeicznej

Źródło: opracowanie własne

- **Jaroszówka (J)** – górny odcinek rzeki (E 23°11'59.68"; N 53°10'11.34"), 2,8 km biegu rzeki – na wysokości ulicy Skrzatów (Aneks 2h, 4, 5c).

Analizy składu fizyczno-chemicznego wody w strefie hyporeicznej małych rzek nizinnych były prowadzone w latach hydrologicznych 2003-2004. W okresie jesienno-zimowym badania prowadzono w odstępach dwumiesięcznych, a w sezonie wegetacyjnym próbki pobierano raz w miesiącu. We wszystkich punktach do analiz chemicznych pobierano trzy rodzaje wody: wodę podziemną dopływającą do koryt rzecznych zarówno z prawej, jak i lewej części zlewni, wodę powierzchniową z rzeki oraz wodę interstycjalną z różnych głębokości (Aneks 5). Wody ze strefy hyporeicznej pobierano, używając zestawu piezometrów z nawierconymi na różnej wysokości otworami, co pozwoliło na pobór próbek z różnych głębokości. Zestawy piezometrów zostały zespolone podwójną aluminiową obejmą (rys. 12). Wszystkie piezometry zostały zamontowane podczas pierwszego wyjazdu w teren i pozostały w punktach pomiarowych przez cały okres prowadzonych analiz (1 listopada 2002 – 31 października 2004).

W czasie montażu piezometrów do analiz pobrano osady dennie rzek w profilach hydrometrycznych i wyściełających dna dolin rzecznych, pozostające w kontakcie z wodami podziemnymi zasilającymi rzeki. Z profilu Krzemianka I pobrano 6 próbek osadów dennych: 4 próbki ze strefy hyporeicznej z głębokości 10, 30, 50 i 70 cm oraz dwie próbki z prawej i lewej części doliny rzecznej. W profilu Krzemianka II pobrano 4 próbki osadów: dwie ze strefy hyporeicznej z głębokości 10 i 50 cm oraz z obu stron dna doliny rzecznej. Analogicznie pobrano osady z przekroju Jaroszówka – dwie próbki osadów ze strefy hyporeicznej z głębokości 10 i 50 cm oraz dwie próbki z dna doliny rzecznej.

W terenie mierzono natężenie przepływu rzek młynkiem hydrometrycznym oraz położenie zwierciadła wody podziemnej i interstycjalnej w piezometrach.

3. Analiza cech fizyczno-chemicznych wody

W terenie mierzono przewodność elektrolityczną właściwą (EC), temperaturę wody, odczyn wody (pH), zawartość O_2 w wodzie i stopień wysycenia wody tlenem (SWWT) przy użyciu Mini Sondy 4a firmy Hydrolab. Potencjał oksydacyjno-redukcyjny (Eh) mierzono za pomocą pehametru z elektrodą typu SenTix ORF.

Próbki wody do analiz chemicznych pobierano do szklanych butelek o pojemności $0,5\text{ dm}^3$. Analizy wykonywano tego samego dnia w laboratorium Zakładu Hydrobiologii UwB, zgodnie z metodami opisanymi przez Hermanowicza i in. [1976].

Analizowano:

- barwę wody wyrażoną w skali platynowej spektrofotometrem terenowym Slandi LF 205,
- wodorowęglany (HCO_3^-) metodą miareczkową z kwasem solnym w obecności oranżu metylowego,
- twardość ogólną (Ca + Mg) metodą miareczkową z wersenianem dwusodowym wobec czerni erichromowej,
- wapń Ca^{2+} metodą miareczkową z wersenianem dwusodowym wobec kalcesu,
- sód i potas (Na^+ i K^+) metodą fotometrii płomieniowej aparatem Flapho 4 firmy Carl Zeiss Jena.

Magnez (Mg^{2+}) wyliczono z różnicy pomiędzy twardością ogólną a stężeniem wapnia.

Pozostałe składniki chemiczne wody zostały oznaczone metodą kolorymetryczną przy użyciu spektrofotometru Beckman DU-650 z wykorzystaniem procedur i odczynników proponowanych, zgodnie z normami ISO, przez firmę Riedel-de Haen. Oznaczono:

- siarczany (SO_4^{2-}) metodą nefelometryczną z chlorkiem baru,
- chlorki (Cl) metodą z rodankiem rtęci,
- żelazo ogólne (Fe^{2+3+}) metodą ninhydrynową,
- krzem ($Si-SiO_3^{2-}$) metodą z molibdenianem amonowym,
- absorbancję przy długości fali 260 i 330 nm,
- azot amonowy (N- NH_4^+) metodą indofenolową,
- azot azotanowy (N- NO_3^-) metodą redukcyjną z naftyloetylenodiaminą,
- fosfor ortofosforanowy (P- PO_4^{3-}) metodą molibdenianową po wcześniejszym przesączeniu przez sączek „GF/C”.

- fosfor całkowity (TP) metodą molibdenianową po uprzednim zakwaszeniu, mineralizacji promieniami UV i ustaleniu pH wobec fenoloftaleiny za pomocą rozcieńczonego NaOH i H₂SO₄.

Zawartość rozpuszczonego węgla organicznego (DOC – *dissolved organic carbon*) oznaczono w analizatorze węgla organicznego TOC – 5050A firmy Shimadzu, zgodnie z procedurą zaproponowaną przez Zielińskiego i Górniaka [1999]. Aromatyczność materii organicznej (SUVA – *specific ultraviolet absorbance*) – wyliczono według wzoru:

$$\text{SUVA} = \text{Abs}_{\lambda 260} \times 1000 / \text{DOC} [\text{abs.lcm} \cdot \text{lgC}^{-1}]$$

Azot ogólny oznaczano w analizatorze Kjeldhala firmy Tecator 2300. Stężenie azotu mineralnego (TIN) wyliczono jako sumę N-NH₄⁺ i N-NO₃⁻. Azot organiczny (TON – *total organic nitrogen*) wyliczono z różnicy azotu ogólnego oznaczonego metodą Kjeldhala i amonowego. Azot całkowity (TN – *total nitrogen*) to suma azotu organicznego i mineralnego.

Cztery razy w roku hydrologicznym 2003 w wodach interstycjalnych wykonano analizę: zawartość żelaza dwuwartościowego, siarczków, kadmu, miedzi, cynku oraz chromu. Wymienione parametry oznaczono metodą kolorymetryczną przy użyciu spektrofotometru Beckman DU-650 z wykorzystaniem procedur i odczynników proponowanych, zgodnie z normami ISO, przez firmę Riedel-de Haen.

4. Analiza osadów

Podstawowe analizy fizyczne i chemiczne osadów dennych rzek i nisz źródłiskowych wykonano metodami standardowymi [Dobrzański i in. 1987, Ostrowska i in. 1991]. Określono:

- skład granulometryczny metodą areometryczną według Prószyńskiego,
- kwasowość aktualną (w H₂O) i potencjalną (w 1 n KCl),
- zawartość węgla organicznego metodą Tūrina,
- zawartość węglanu wapnia metodą Scheiblera,
- stężenia podstawowych pierwiastków: Ca, Mg, Na, K, Fe i P. Ekstrakcję do oznaczenia pierwiastków prowadzono stężonym HCl i HNO₃. Użytkany roztwór przesączono w celu oddzielenia od krzemionki. Sączki zostały wysuszone. Na podstawie zawartości wagowej pozostałego na sączku osadu określono procentową zawartość krzemionki (SiO₂).

Opierając się na składzie frakcyjnym osadów dennych w niszach źródłiskowych, w rzekach oraz w dolinach rzecznych, ustanowiono grupy granulometryczne badanych utworów. Na tej podstawie szacunkowo określono współ-

czynniki filtracji utworów [Pazdro 1983, Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1999]. Stanowiło to podstawę do interpretacji wpływu tempa obiegu wody na zmiany parametrów fizyczno-chemicznych wody podziemnej i interstycjalnej. Zawartość podstawowych pierwiastków w osadach nisz źródłkowych wykorzystano do wyliczenia współczynników migracji wodnej [Perelman 1971].

5. Obliczenia statystyczne

Badane wody sklasyfikowano według podziału Alekina. Klasyfikacja ta została opracowana z myślą o wszystkich wodach naturalnych: atmosferycznych, powierzchniowych i podziemnych. W klasyfikacji Alekina uwzględnia się jeden dominujący anion, na podstawie którego określa się klasę wód oraz jeden dominujący kation, decydujący o grupie wody wydzielanej w obrębie każdej klasy. Poszczególne grupy dzieli się dodatkowo na typy oznaczane cyframi rzymskimi, uzależnione od stosunków zachodzących między jonami [Macioszcyk 1987].

Do ogólnej charakterystyki badanych źródeł i rzek oraz wielkości transformacji jakości wody w niszach naturalnych wypływów wody podziemnej i dolinach małych rzek nizinnych zastosowano następujące miary statystyczne: średnią arytmetyczną, odchylenie standardowe, empiryczny obszar zmienności oraz współczynnik zmienności. Przy wyliczaniu wszystkich charakterystyk statystycznych pod uwagę wzięto stężenie jonów wodorowych. Dopiero po obliczeniu dowolnej cechy statystycznej wartość stężenia jonów wodorowych zamieniono na jednostki pH. Dla podkreślenia związku pomiędzy badanymi cechami wody wyliczono współczynniki korelacji Pearsona. Statystyczną istotność różnic obliczono testem porównań wielokrotnych, metodą najmniejszych istotnych różnic lub metodą Duncana. W celu graficznego przedstawienia zróżnicowania parametrów fizyczno-chemicznych wody w niszy źródłkowej nr 1 w dolinie Krzemianki wykorzystano analizę skupień metodą Warda. Obliczenia wykonano w programie Statgraphics 5,0 for Windows.

Wykorzystując program PHREEQC Interactive 2,15, dokonano oceny poprawności wyników analiz wody oraz obliczeń składu jonowego wód i indeksu nasycenia (SI) związków nieorganicznych. Poprawność wykonania analizy wody można ocenić na podstawie bilansu jonowego wody. Analiza jest poprawna wówczas, gdy spełniony jest warunek:

$$\frac{(Kt-An)}{Kt + An} \times 100\% \leq 10\%$$

w którym:

$$Kt = \sum m_i^{Kt} \cdot z_i^{Kt}$$

$$An = \sum m_j^{An} \cdot z_j^{An}$$

m_i^{Kt} – stężenie kationów [mol·dm⁻³]

m_j^{An} – stężenie anionów [mol·dm⁻³]

z_i^{Kt} – wartościowość kationów

z_j^{An} – wartościowość anionów

W przypadku gdy błąd analizy przekracza 10%, analiza nie może być wykorzystana do obliczeń składu jonowego wody [Łomotowski, Siwoń 2004]. W badaniach wody regionu białostockiego tylko jedna analiza hydrochemiczna została odrzucona. Najczęściej błąd analizy nie przekraczał 5%. W kilku analizach wody z terenu Białegostoku stwierdzono wartość błędu powyżej 5%.

Indeks nasycenia, zwany też indeksem stabilności związku nieorganicznego, opisuje zależność:

$$SI = \log \frac{\prod [A_i]^{a_i}}{K_M}$$

A_i – stężenie i-tego jonu w wodzie [mol·dm⁻³]

K_M – iloczyn rozpuszczalności jonowej

Teoretycznie dany związek wytrąca się z wody wówczas, gdy $SI > 0$, natomiast rozpuszczanie następuje, jeżeli $SI < 0$. Ze względu na przybliżony charakter ustalenia stężenia jonów w roztworach rzeczywistych przyjmuje się, że równowaga chemiczna pomiędzy substancją wytrącaną a wodą ma miejsce wtedy, gdy SI zawiera się w przedziale od -0,5 do 0,5. Dodatkowo określono formy migracji makroskładników rozpuszczonych w wodzie podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej [Małecki 1998, Wiktorowicz 2007]. Specjacje makroskładników uszeregowano malejąco, wykorzystując ich średnie stężenie molowe. W pracy posłużono się średnimi wartościami: indeksu nasycenia, stężenia molowego i aktywności jonowej.

Oceny zmian cech fizyczno-chemicznych wód podziemnych zasilających nisze źródłiskowe dokonano ogólnie, wykorzystując analizy hydrochemiczne w pięciu niszach źródłiskowych, oraz szczegółowo, porównując wpływ

warunków środowiskowych na wielkość transformacji jakości wody. Zebrany materiał pozwolił na analizę wpływu typu źródła oraz zagospodarowania zlewni powierzchniowej na kierunki przekształceń hydrochemicznych wód podziemnych wypływających na powierzchnię terenu. Na podstawie eksperymentu terenowego wyróżniono czynniki wpływające na transformacje cech fizyczno-chemicznych wody w obrębie jednej niszy źródłiskowej. Dla wód w niszach źródłiskowych wyliczono współczynniki migracji wodnej wybranych pierwiastków w drenowanych poziomach wodonośnych [Perelman 1971] oraz wskaźniki chlorkowe dotyczące efektu mieszania się wód. Ocena ruchliwości badanego pierwiastka w wodach powierzchniowych i podziemnych dokonywana jest na podstawie porównania jego zawartości z zawartością chlorków. Chlorki uznawane są za jony najbardziej ruchliwe w środowisku wodnym, przy tym niepodlegające sorpcji [Macioszczyk 1987]. Dotychczasowe wyniki badań oraz znajomość literatury wskazują na chlorki jako parametr najlepiej dokumentujący efekt rozcieńczenia [Małecki 1998]. Zmiany transformacji jonowych w czasie pokazano, opierając się na wartościach średnich z okresu zimy (styczeń) lub wiosny (marzec) oraz lata (lipiec). W przypadku braku oznaczonej cechy wody w próbkach zimowych do pokazania zmian sezonowych wykorzystano tylko wyniki z marca i lipca.

Oceny zmian cech fizyczno-chemicznych wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w rzekach regionu białostockiego dokonano w trzech przekrojach hydrometrycznych cechujących się zróżnicowanym stopniem antropogenicznego przekształcenia zlewni powierzchniowej (zlewnia leśna, użytkowana rolniczo, miejska). Na terenach nizinnych największą zmiennością przestrzenną i czasową cechują się pierwiastki biogenne [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a]. Wykorzystując zebrany materiał, szczególnie prześledzono dynamikę temperatury, tlenu rozpuszczonego, związków azotu (N-NH_4^+ , N-NO_3^- , azot organiczny, azot całkowity) i fosforu (P-PO_4^{3-} , fosfor całkowity) oraz rozpuszczonego węgla organicznego i jego aromatyczności w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych.

Badania strefy hyporeicznej rzek w regionie białostockim wykonano w ramach projektu KBN 3PO4F 0017 23

IV.

Charakterystyka badanych źródeł i rzek

Badania przekształceń składu chemicznego wody podziemnej prowadzono w pięciu źródłach i dwóch małych rzekach w regionie białostockim (rys. 8). Cztery źródła leżą na terenie Puszczy Knyszyńskiej, w centralnej części dorzecza Supraśli, piąte jest usytuowane w zlewni Horodnianki (bezpośredni dopływ Narwi) [Jekatierynczuk-Rudczyk, Żuk 2006]. Rzeki Krzemianka i Jaroszkówka należą do dorzecza Supraśli.

1. Położenie i cechy morfologiczne źródeł

Źródło nr 1 (E 23°7'4.48"; N 53°16'56.19") w rezerwacie Krzemianka (Aneks 2a, 6) jest położone na wysokości 138,75 m n.p.m. i jest jednym z trzech źródeł, które zasilają rzekę Krzemiankę (prawy dopływ rzeki Czarnej) [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, b]. Jest usytuowane w dolinie w otoczeniu wzgórz przetainowych [Musiał 1992]. Nisza wypływu jest silnie uwodniona, głęboka, z nagromadzoną na obrzeżach materią organiczną. Piaszczysto-żwirowe dno źródła porastała rukiew wodna (*Nasturtium officinale*) oraz ostrożeń warzywny (*Cirsium oleraceum*), a wystające ponad powierzchnię wody kamienie i zwalone pnie drzew były pokryte mchami i wątrobowcami. W niszy występowała też mięta nadwodna (*Mentha aquatica* L.), a w miejscu skoncentrowanego odpływu wody – rzeżucha gorzka (*Cardamine amara*) funkcjonująca tu przez cały rok. Osady żwirowe i piaszczyste w niszy wypływu zasiedlał epiliton. Zalesienie zlewni powierzchniowej źródła w dolinie Krzemianki wynosi 100%. Otoczenie niszy porasta łąg olchowo-jesionowy (*Fraxino-Alnetum*) i grąd typowy (*Tilio-Carpinetum typicum*). Źródło w dolinie Krzemianki jest typowym reokrenem.

Źródliko nr 2 (E 23°22'31.01"; N 53°16'42.94") w rezerwacie Budzisk (Aneks 2b, 7) jest położone na wysokości 140 m n.p.m. i jako jedno z wielu źródeł na tym terenie odgrywa istotną rolę w zasilaniu rzeki Migówki, która jest prawym dopływem rzeki Supraśli. Owalna, płytka nisza o średnicy około 15 m, silnie zabagniona, jest usytuowana w dolinie, w sąsiedztwie wzgórz kemowych. W okresie badań nisza wypływu była silnie porośnięta przez barszcz zwyczajny (*Heracleum sphondylium* L.) oraz ostrożeń warzywny (*Cirsium oleraceum*). Strefę aeracji na tym obszarze stanowią piaski oraz utwory torfowe. Źródliko nr 2 jest typowym reokrenem (Aneks 2b). Zalesienie zlewni powierzchniowej wynosi około 75%, a w otoczeniu niszy występuje grąd typowy (*Tilio-Carpinetum typicum*).

Źródliko nr 3 (E 23°29'2.39"; N 53°14'47.01") znajduje się w zlewni dolnej Sokoły (Aneks 2c, 8), na wysokości 140 m n.p.m. [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999b]. Jest usytuowane u podnóża kemu w sąsiedztwie miejscowości Podłażnie. Nisza wypływu jest owalna, o średnicy 30 m i głębokości 0,5 m. Strefę aeracji stanowią piaski drobnoziarniste wyściełające niszę wypływu. Utwory mineralne w niszy wypływu były pokryte cienką warstwą materii organicznej. Obrzeża zawodnionej niszy porastał ostrożeń warzywny (*Cirsium oleraceum*), rzęśl wiosenna (*Callitriche verna* L. em. Lönnr.) oraz niezapominajka błotna (*Myosotis palustris* Lam. L. em. Rchb.). Źródliko okresowo dość szczelnie pokrywała rzęsa drobna (*Lemna minor* L.). Nisza źródlika nr 3 jest otoczona borem mieszanym o drzewostanie sosnowo-świerkowym oraz łągiem jesionowo-olchowym (*Fraxino-Alnetum*). Zalesienie zlewni powierzchniowej źródlika wynosi 100%. Źródliko to jest typowym limnokrenem.

Źródliko nr 4 (E 23°31'23.64"; N 53°12'50.31") we wsi Lipowy Most jest położone w zlewni Słoi, na wysokości 177,50 m n.p.m. (Aneks 2d, 9). Jest to wypływ o płytko wciętej, trójdzielnej niszy otoczonej wzgórzami kemowymi. Nisza źródlikowa, podobnie jak w źródliku nr 2, w okresie wegetacyjnym jest porośnięta przez ostrożeń warzywny (*Cirsium oleraceum*), rukiew wodną (*Nasturtium officinale*), kropidło wodne (*Oenanthe aquatica* (L.) Poir.), bodziszek błotny (*Geranium palustre* L.). Strefę aeracji stanowią piaski, żwiry oraz torfy. Niszę otaczają grądy i łągi jesionowo-olchowe oraz ugory. Niewielkie zalesienie zlewni, około 30%, wpływa na znaczny udział spływu powierzchniowego oraz szybszą reakcję źródlika na zasilanie atmosferyczne. Źródliko nr 4 jest typowym reokrenem.

Źródliko nr 5 (E 23°5'2.67"; N 53°5'33.09") jest położone w strefie podmiejskiej Białegostoku, we wsi Turczyn (Aneks 2e, 10). Wypływa ze skarpy na wysokości 143,75 m n.p.m. Nisza jest bardzo dobrze wykształcona (Aneks 2e). Woda tego wypływu uchodzi do rzeki Horodnianki, zasilając po drodze liczne

stawy. Strefa aeracji jest zbudowana z piasków różnoziarnistych. Otoczenie niszy stanowi las mieszany. Roślinność w pobliżu niszy jest bogata, chociaż nisza nie jest mocno zarośnięta. Z roślin zielnych występowała tu gwiazdnica gajowa (*Stellaria nemorum*), rzeżucha gorka (*Cardamine amara*), mięta nadwodna (*Mentha aquatica* L.). Okresowo niszę źródłiska pokrywała rzęsa trójrowkowa (*Lemna trisulca* L.) i rzęsa drobna (*Lemna minor* L.). W pobliżu wypływu istniało „dzikie” wysypisko śmieci. Źródłisko w Turczynie jest reokrenem.

2. Wydajność źródeł

Średnia wydajność badanych wypływów w regionie białostockim była zróżnicowana, od $2,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ w strefie podmiejskiej do $10,9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ w dolinie Krzemianki (tab. 6). Stosując kryterium zmienności wydajności źródeł według Mailleta, analizowane źródłiska zaliczono do klasy mało zmiennych [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, 2002]. Sezonowe zmiany wydajności były typowe dla obszarów Polski północno-wschodniej [Jekatierynczuk-Rudczyk 2002]. Maksimum wydajności naturalnych wypływów wody podziemnej przypada na okres wiosny, zatem uważać należy, że reżim ich jest roztopowy. Wiąże się to ze specyfiką klimatu północno-wschodniej Polski, którego wyrazem jest zima z grubą i długotrwałą pokrywą śnieżną. Topnienie śniegu w okresie przedwiośnia powoduje intensywną infiltrację wody do strefy saturacji, co przejawia się we wzroście wydajności źródeł. Największą wydajność źródeł w regionie białostockim notuje się wiosną. Wezbranie roztopowe jest bardzo wyraźne, a wydajność wypływów znacznie większa w porównaniu z wartościami średnimi dla roku. Specyfika termiczna lat 90. XX wieku oraz początku XXI wieku spowodowała krótkie okresy zalegania pokrywy śnieżnej. Wyrazem tego były roztopy śródzimowe przejawiające się zwiększeniem wydajności badanych źródeł zimą [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a]. Letnie, ulewne i krótkotrwałe, opady w regionie białostockim nie powodują wyraźnego wzrostu wydajności naturalnych wypływów wody podziemnej. Wynika to z niewielkiej infiltracji, spowodowanej znacznym parowaniem terenowym w okresie letnim. Zwiększenie wydajności wypływów może wystąpić w okresie letnim, jednakże musi być poprzedzone okresem długotrwałego i znacznego zasilania atmosferycznego. Najmniejszą wydajność źródeł obserwowano w okresie zimowym. Jest to spowodowane niską temperaturą powietrza i przemarzeniem strefy aeracji, utrudniającej infiltrację wody [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a].

Tabela 6. Wydajność źródeł (wartość średnia, minimalna i maksymalna) w regionie białostockim w latach 1991-1994 oraz 2002-2003 ($\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

Nr źródła	Okres badawczy	
	2002-2003	1991-1994
1.	10,9	10,1
	8,4 - 15,6	6,3 - 19,4
2.	2,9	1,7
	1,1 - 4,3	0,4 - 3,0
3.	9,9	8,1
	5,8 - 13,5	5,0 - 21,2
4.	7,9	9,2
	4,3 - 12,5	4,1 - 17,8
5.	2,3	brak danych
	1,3 - 3,5	

Źródło: 1991-1994 [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a]; 2002-2003 [badania i opracowanie własne]

Reakcja wydajności źródeł na zasilanie opadowe była zróżnicowana w ciągu roku hydrologicznego i uzależniona od stopnia lesistości obszarów i alimentacji wypływów. Na obszarach leśnych zwiększenie wydajności źródeł występowało zwykle po kilkudziesięciu dniach od okresu wzmożonego zasilania, a na terenach bezleśnych – po kilku lub kilkunastu dniach [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a]. Na obszarach nizinnych reżim wydajności naturalnych wypływów wody podziemnej jest określony wieloma czynnikami. Istotnym czynnikiem okazała się rzeźba terenu obszarów źródłiskowych, głównie obecność form wypukłych [Jekatierynczuk-Rudczyk 2002].

3. Charakterystyka jakości wody w źródłiskach

Średnia temperatura wody w badanych źródłiskach w latach 2002-2003 wyniosła $8,4^{\circ}\text{C}$. Najmniejszą średnią temperaturą wody cechowało się źródło nr 1 położone w dolinie Krzemianki (tab. 7). Jest to wypływ najwydajniejszy spośród badanych, położony na terenie zalesionym. Szata roślinna izoluje warstwę wodonośną od wpływu warunków meteorologicznych. Wypływająca w niszy źródła nr 1 duża objętość wody nagrzewa się lub wychładza się znacznie wolniej niż w wypływach o małej wydajności. Wymienione czynniki w decydujący sposób wpływają na mniejszą temperaturę wody w źródle nr 1. W źródłiskach o mniejszym zalesieniu zlewni powierzchniowej średnia temperatura wody w okresie badań była znacznie większa (tab. 7). Woda źródeł cechowała się obojętnym odczynem ($7,48 \pm 0,50 \text{ pH}$), dobrym natlenieniem ($\text{SWWT } 78 \pm 28\%$) i umiarkowanym stężeniem rozpuszczonych związków mineralnych ($\text{EC } 415 \pm 70 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$). Nawet w przypadku źródła leżą-

Tabela 7. Skład fizyczno-chemiczny wody (wartość średnia ± odchylenie standardowe) w źródłiskach regionu białostockiego w latach 2002-2003

Cechy wody	Nr źródłiska					Różnice statystycznie istotne
	1	2	3	4	5	
<i>Liczba próbek</i>	48	20	33	29	23	
Temperatura wody [°C]	7,10 ± 1,76	8,57 ± 2,08	8,19 ± 1,69	9,76 ± 2,94	9,17 ± 3,46	1-2, 1-3, 1-4, 1-5, 3-4
EC [μS·cm ⁻¹]	476 ± 46	361 ± 26	377 ± 17	422 ± 93	383 ± 57	1-2, 1-3, 1-4, 1-5, 2-4, 3-4, 4-5
Odczyn wody [pH]	7,38 ± 0,64	7,42 ± 0,33	7,56 ± 0,34	7,64 ± 0,50	7,44 ± 0,44	1-4
Tlen rozpuszczony [mg·dm ⁻³]	9,48 ± 2,83	7,56 ± 2,15	8,84 ± 2,80	9,66 ± 3,10	7,22 ± 3,14	1-2, 1-5, 2-4, 3-5, 4-5
SWWT [%]	81 ± 28	68 ± 20	79 ± 27	90 ± 31	65 ± 28	1-2, 1-5, 2-4, 4-5
Eh [mV]	179 ± 56	193 ± 29	215 ± 33	204 ± 37	95 ± 143	1-5, 2-5, 3-5, 4-5
Barwa wody [mgPt·dm ⁻³]	35 ± 65	24 ± 29	24 ± 39	82 ± 156	25 ± 23	1-4, 2-4, 3-4, 4-5
Ca ²⁺ [mg·dm ⁻³]	95,4 ± 7,9	77,2 ± 6,5	77,3 ± 5,4	81,4 ± 12,8	80,4 ± 10,7	1-2, 1-3, 1-4, 1-5
Mg ²⁺ [mg·dm ⁻³]	8,5 ± 4,3	10,7 ± 7,0	11,2 ± 6,1	8,71 ± 5,14	9,3 ± 4,67	1-3
Na ⁺ [mg·dm ⁻³]	8,9 ± 5,9	4,0 ± 3,7	4,2 ± 2,7	4,1 ± 2,6	4,1 ± 3,3	1-2, 1-3, 1-4, 1-5
K ⁺ [mg·dm ⁻³]	0,61 ± 0,41	1,05 ± 1,25	1,03 ± 1,62	1,08 ± 1,40	1,30 ± 2,00	1-5
HCO ₃ ⁻ [mg·dm ⁻³]	295 ± 38	264 ± 32	259 ± 25	251 ± 49	248 ± 52	1-2, 1-3, 1-4, 1-5
SO ₄ ²⁻ [mg·dm ⁻³]	33,4 ± 6,7	23,5 ± 5,8	25,4 ± 5,1	29,9 ± 4,9	33,4 ± 11,6	1-2, 1-3, 1-4, 2-4, 2-5, 3-4, 3-5
Cl [mg·dm ⁻³]	21,3 ± 5,3	10,1 ± 10,2	8,3 ± 3,6	11,2 ± 8,0	9,84 ± 5,06	1-2, 1-3, 1-4, 1-5
Si-SiO ₃ ²⁻ [mg·dm ⁻³]	4,85 ± 1,67	4,18 ± 1,27	4,02 ± 1,16	3,55 ± 0,97	3,56 ± 1,36	1-3, 1-4, 1-5
Fe ²⁺³⁺ [mg·dm ⁻³]	0,14 ± 0,44	0,10 ± 0,10	0,07 ± 0,12	0,07 ± 0,09	0,11 ± 0,10	
DOC [mg·dm ⁻³]	4,10 ± 11,59	2,37 ± 2,89	2,82 ± 5,16	2,83 ± 2,41	4,20 ± 5,02	
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	25,6 ± 59,8	32,5 ± 40,6	38,8 ± 72,4	23,0 ± 17,3	33,7 ± 39,7	
N-NH ₄ ⁺ [μgN·dm ⁻³]	176 ± 106	177 ± 90	157 ± 50	264 ± 353	284 ± 364	3-5
N-NO ₃ ⁻ [μgN·dm ⁻³]	462 ± 228	265 ± 112	396 ± 480	1574 ± 962	556 ± 372	1-2, 1-3, 1-4, 1-5
Azot organiczny [μgN·dm ⁻³]	1168 ± 1263	1309 ± 944	910 ± 704	1424 ± 1161	1882 ± 1488	1-5, 3-5
P-PO ₄ ³⁻ [μgP·dm ⁻³]	78 ± 35	68 ± 26	52 ± 29	59 ± 37	108 ± 119	1-3, 1-5, 2-5, 3-5, 4-5
Fosfor całkowity [μgP·dm ⁻³]	272 ± 356	390 ± 770	208 ± 160	362 ± 458	237 ± 153	

Statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą najmniejszych istotnych różnic; EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

cego w strefie podmiejskiej nie stwierdzono znacznych, antropogenicznych przekształceń cech fizycznych wody [Jekatierynczuk-Rudczyk, Żuk 2006].

Pod względem cech fizyczno-chemicznych wody, cztery źródła (nr 2,3,4,5) były podobne (tab. 7). Nieco odmiennymi wartościami parametrów fizyczno-chemicznych wody cechowało się źródło nr 1. Do parametrów odróżniających jakość wody w źródle nr 1 od pozostałych wypływów należy zaliczyć temperaturę wody, przewodnictwo elektrolityczne, stężenie wapnia, wodorowęglanów i innych parametrów (tab. 7). Powodem znacznej odmienności jakości wody w źródle w dolinie Krzemianki są właściwości fizyczne i chemiczne warstwy wodonośnej. W składzie granulometrycznym warstwy wodonośnej stwierdzono największy udział części szkieletowych, przekraczający 70%. Znaczną domieszkę skalną w strefie saturacji tego źródła stanowiły okruchy krzemieni. W osadach strefy saturacji udział węglanów przekraczał 7% i był największy spośród analizowanych źródeł.

W wodzie źródeł stwierdzono zróżnicowaną zawartość rozpuszczonego węgla organicznego (tab. 7). W źródle o zlewni leśnej (nr 1) średnie stężenie DOC przekraczało $4,1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Podobną zawartość DOC zanotowano w źródle nr 5 w zlewni Horodnianski. O odmiennej jakości rozpuszczonej materii organicznej w tych wypływach świadczy aromatyczność materii organicznej, osiągająca zdecydowanie większą wartość w źródle położonym w strefie podmiejskiej Białegostoku (tab. 7). Znacznie większa aromatyczność materii organicznej w strefie podmiejskiej świadczy o wpływie czynników antropogenicznych na jakość wód podziemnych [Jekatierynczuk-Rudczyk i in. 2006]. W pozostałych wypływach średnie stężenie DOC nie przekroczyło $3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Średnia wartość DOC osiągnęła w wodach badanych źródeł $3,38 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, a SUVA – $30,1 \text{ abs} \cdot \text{lcm} \cdot \text{lgC}^{-1}$.

W źródle położonym w strefie podmiejskiej Białegostoku stwierdzono największą średnią zawartość azotu ogólnego, przekraczającą $2 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (tab. 7). O połowę mniej azotu ogólnego zanotowano w śródleśnym limnokrenie. Największe stężenie azotu azotanowego notowano w źródle nr 4 położonym w Lipowym Moście. Jakość wody, szczególnie płytkich wód podziemnych, pogorszyła się na tym obszarze pod koniec lat 90. ubiegłego wieku. W Lipowym Moście powstał pierwszy w regionie białostockim klub golfowy. Utrzymanie nawierzchni pola golfowego wiąże się z intensywnym nawożeniem trawy, szczególnie związkami azotu i fosforu [Jekatierynczuk-Rudczyk 2004]. Spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy odbywa się w kierunku niszy źródła, stąd podwyższone stężenie azotu azotanowego oraz fosforu całkowitego w wodzie tego wypływu (tab. 7). Mimo różnic w stężeniu związków węgla, azotu i fosforu w wodzie źródeł, podobieństwo hydrochemiczne

Tabela 8. Udział kationów i anionów (%) w składzie chemicznym wody w źródłiskach regionu białostockiego w latach 2002-2003

Nr źródłiska	Formuła Kurtowa
1.	$M 0,48 = \frac{HCO_3^{78} SO_4^{11} Cl^{10} NO_3^1}{Ca^{81} Mg^{12} Na^7}$
2.	$M 0,36 = \frac{HCO_3^{84} SO_4^{10} Cl^6}{Ca^{78} Mg^{18} Na^3 K^1}$
3.	$M 0,38 = \frac{HCO_3^{84} SO_4^{11} Cl^4 NO_3^1}{Ca^{77} Mg^{18} Na^4 K^1}$
4.	$M 0,42 = \frac{HCO_3^{80} SO_4^{12} Cl^6 NO_3^2}{Ca^{81} Mg^{14} Na^4 K^1}$
5.	$M 0,38 = \frac{HCO_3^{80} SO_4^{14} Cl^5 NO_3^1}{Ca^{80} Mg^{15} Na^4 K^1}$

Źródło: opracowanie własne

wody wypływów pod względem stężenia biogenów jest znacznie większe niż w przypadku cech fizycznych wody i zawartości makroelementów (tab. 7).

Badane wody w klasyfikacji Alekina należą do klasy wodorowęglanowej – C, grupy Ca, typu drugiego ($r HCO_3^- < r Ca^{2+} + Mg^{2+} < r HCO_3^- + r SO_4^{2-}$) (C II Ca). Jest to typ charakterystyczny dla większości słodkich i słabo zmineralizowanych wód podziemnych, zwłaszcza gruntowych w klimacie umiarkowanym i chłodnym oraz wody rzek i jezior tych stref klimatycznych. W składzie kationów dominowały jony wapnia (77-81%) oraz magnezu (12-18%), natomiast w składzie anionów – jony wodorowęglanowe (78-84%) i jony siarczanowe (10-14%). Istotną rolę w składzie kationów odgrywały również jony sodu (tab. 8), które stanowiły w źródłisku nr 1 aż 7% zawartości kationów. W pozostałych wypływach jony sodu miały mniejsze znaczenie. Zawartość jonów potasu stanowiła 1% sumy kationów. W składzie anionów istotne okazały się też chlorki, których zawartość w źródłisku w dolinie Krzemianki sięgnęła 10%. Nieco większa zawartość chlorków w tym wypływie jest związana z utrzymaniem drogi krajowej E 67, łączącej Białystok z Augustowem [Jekatierynczuk-Rudczyk, Zieliński 2004]. W wypływie leżącym w sąsiedztwie miejscowości Lipowy Most zawartość azotanów sięgnęła 2%. Zawartość pozostałych kationów i anionów w wodzie nie przekroczyła 1%.

4. Charakterystyka hydrologiczna i hydrochemiczna Krzemianki

Krzemianka jest prawobrzeżnym dopływem Czarnej, należącej do największych dopływów Supraśli. Powierzchnia zlewni Krzemianki wynosi 34,1 km², a całkowita długość rzeki – 7,7 km. Źródła Krzemianki leżą na wysokości 145,0 m n.p.m., a jej ujście do Czarnej na wysokości 123,6 m n.p.m. Średni przepływ rzeki w profilu zamykającym wynosił 125 dm³·s⁻¹, co daje odpływ jednostkowy około 4 dm³·s⁻¹·km⁻². Udział zasilania podziemnego w odpływie całkowitym oszacowano na ponad 60% [Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1995].

Współczynnik zalesienia zlewni Krzemianki sięga 80% [Grygoruk 2008]. Na pozostałym terenie występują pola uprawne i obszary zabudowy wiejskiej, wsie: Kolonia Zdroik, Kopisk, Rybniki. Poniżej wsi Rybniki od kilku lat znajdują się w dolinie rzeki liczne stawy hodowlane.

Duże deniwelacje terenu, przekraczające w zlewni Krzemianki 20 m, sprzyjają występowaniu naturalnych wypływów wód podziemnych, których wydajność często przekracza 5 dm³·s⁻¹ [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, b]. Są to najczęściej wypływy ascensyjne, co świadczy o napiętym charakterze wód podziemnych na tym obszarze. Naturalne wypływy wód podziemnych są zgromadzone głównie w górnej części zlewni Krzemianki, na obszarze powyżej drogi krajowej Białystok – Augustów, na terenie miejscowości Kolonia Zdroik, Kopisk i na obszarze leśnym. Mniej źródeł występuje w środkowej i dolnej części zlewni (Aneks 11).

Woda rzeczna cechowała się odczynem obojętnym (7,64 pH), dobrym natlenieniem (SWWT 91%) oraz umiarkowaną ilością rozpuszczonych związków mineralnych (EC 428 μS·cm⁻¹). Większość badanych cech fizycznych wody w rzece i źródłiskach w zlewni Krzemianki wykazywała podobieństwo statystyczne (temperatura wody, odczyn, stopień wysycenia wody tlenem, przewodność elektrolityczna). Mimo podobieństwa średniej temperatury wody w rzece i w źródłiskach, jej zmienność w źródłiskach była znacznie mniejsza (tab. 9), co wynika z izolacji poziomu wodonośnego i niewielkiego wpływu pogody na cechy wody. W wodzie źródełisk zanotowano nieco mniejszą wartość średniego stężenia azotu organicznego, amonowego, fosforu całkowitego i ortofosforanów. Największe różnice pomiędzy średnim stężeniem w wodzie rzeki i źródełisk zanotowano dla N-NO₃⁻ i DOC (tab. 9). Większe stężenie biogenów w wodzie powierzchniowej świadczy o dopływie zanieczyszczeń w postaci spływu powierzchniowego oraz hipodermicznego do wody rzek. Wskazuje również na możliwość wzbogacenia wody w nutrieny w trakcie migracji przez strefę hyporeiczną rzeki [Jekatierynczuk-Rudczyk 2006b]. Bardzo dobra

Tabela 9. Skład fizyczno-chemiczny wody w zlewni Krzemianki w roku hydrologicznym 2003

Cechy wody	Krzemianka (1)			Źródlika (2)			Różnice statystycznie istotne
	Wartość średnia	Zakres wartości	Współczynnik zmienności [%]	Wartość średnia	Zakres wartości	Współczynnik zmienności [%]	
<i>Liczba próbek</i>	37			32			
Temperatura wody [°C]	7,99	0,22 - 17,55	57	8,80	4,82 - 15,20	36	
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	428	312 - 745	13	399	342 - 472	11	1 - 2
Odczyn wody [pH]	7,64	6,35 - 8,42	5	7,60	7,02 - 8,26	5	
Tlen rozpuszczony [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	10,4	9,7 - 14,4	16	10,1	5,7 - 12,0	14	
SWWT [%]	91	42 - 141	19	91	55 - 133	21	
Eh [mV]	168	28 - 233	28	181	0 - 277	28	1 - 2
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	36	9,4 - 80	51	24	9,4 - 122	95	1 - 2
Ca ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	89	75 - 154	16	80	66 - 99	10	
Mg ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	8,8	4,4 - 18,6	40	8,8	0,2 - 16,8	39	
Na ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	4,3	1,7 - 8,0	38	4,2	0,8 - 8,3	39	
K ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,6	0,01 - 4,6	127	0,6	0,01 - 2,0	107	
HCO ₃ ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	269	223 - 467	17	247	180 - 293	11	1 - 2
SO ₄ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	37,6	10,0 - 63,7	32	30,9	17,4 - 47,9	23	
Cl ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	14,6	10,7 - 26,9	23	13,8	6,7 - 21,3	34	
Si-SiO ₃ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	4,3	2,0 - 7,3	34	3,8	1,8 - 7,1	34	1 - 2
Fe ²⁺³⁺ [$\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$]	189	33 - 504	58	119	30 - 634	105	1 - 2
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	7,15	0,56 - 65,70	128	2,43	0,55 - 17,74	145	1 - 2
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	30,82	0,89 - 82,98	55	22,25	1,43 - 46,55	53	1 - 2
N-NH ₄ ⁺ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	871	73 - 2074	61	642	221 - 1433	51	
N-NO ₃ ⁻ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	172	42 - 583	49	133	73 - 214	30	
Azot organiczny [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	1043	64 - 5373	111	424	161 - 1091	68	1 - 2
P-PO ₄ ³⁻ [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	81	4 - 311	75	62	24 - 101	39	
Fosfor całkowity [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	343	34 - 2521	113	233	33 - 514	70	1 - 2

Statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą najmniejszych istotnych różnic; EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

jakość wód źródeł świadczy o niewielkim przekształceniu składu fizyczno-chemicznego wody na terenie zlewni Krzemianki [Jekatierynczuk-Rudczyk, Zieliński 2004].

Przekształcenia jakości wody wzdłuż biegu rzeki Krzemianki i w źródłiskach są niewielkie, jednakże różne formy działalności człowieka odzwierciedlają się w niektórych wartościach parametrów fizyczno-chemicznych wody rzecznej i źródłiskowej (np. stężenie N-NH_4^+). Pogorszenie jakości wody może być spowodowane rozwojem sieci dróg na terenie zlewni Krzemianki i całego obszaru Puszczy Knyszyńskiej [Jekatierynczuk-Rudczyk, Zieliński 2004]. Rzeki pierwszego i drugiego rzędu, do których należy zaliczyć Krzemiankę, są bardzo czułe na wszelkie zmiany zachodzące w ich zlewniach [Zieliński, Górniak 1999]. Objęcie ochroną prawną małych zlewni nie gwarantuje im najwyższego stanu czystości wody. Obecność na terenie zlewni, tak jak jest to w przypadku zlewni Krzemianki, nawet małych osad powoduje wzrost wartości wielu parametrów chemicznych wody nawet dwukrotnie w stosunku do obszarów seminaturalnych.

Większość cech fizycznych i chemicznych w wodzie Krzemianki nie przekroczyła wartości granicznych dla I klasy czystości wód powierzchniowych [Jekatierynczuk-Rudczyk, Zieliński 2004]. W klasie II znalazły się głównie pierwiastki biogenne: azot amonowy i fosfor całkowity. Analiza stężenia mikroelementów w dwóch profilach hydrometrycznych rzeki wykazała niewielkie przekształcenia jakości wody wzdłuż jej biegu (tab. 10). Stężenie większości mikroelementów rosło wzdłuż biegu rzeki. Mimo niewielkiego wzrostu stężenia mikroelementów, osiągnęło ono wartości typowe dla I klasy czystości wód powierzchniowych [ROZPORZĄDZENIE... 2008].

W świetle oceny stanu hydromorfologicznego rzeki należy stwierdzić, że Krzemianka prezentuje stan bardzo dobry. Ciągłość rzeki nie została zmieniona przez człowieka i umożliwia niezakłócony transport rumowiska i migrację organizmów wodnych. Morfologia koryta: bieg rzeki, zmienność szerokości, głębokości i prędkości przepływu wody, substratu oraz charakter stref przybrzeżnych odpowiadają warunkom naturalnym. Pod względem stanu hydromorfologicznego znacznym zagrożeniem w zlewni Krzemianki oraz innych dolinach rzek Parku Krajobrazowego Puszcza Knyszyńska jest zwiększająca się nadmiernie populacja bobrów. W okresie badań działalność bobrów uwidoczniła się głównie w dolnym odcinku rzeki Krzemianki, gdzie budowa tam bobrowych jest obecnie zjawiskiem powszechnym. Przyczynia się to do znacznej modyfikacji obiegu wody, wyrażającej się przede wszystkim zmniejszeniem prędkości przepływu, a tym samym mniej intensywnym stopniem natlenienia wody w rzece i możliwością samooczyszczania się jej

Tabela 10. Stężenie mikroelementów ($\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$) w wodzie rzeki Krzemianki w roku 2003

Parametry	Zakres i wartość średnia	Odchylenie standardowe	Współczynnik zmienności [%]
Górny bieg rzeki (KI)			
Cynk	$\frac{11-27}{19}$	7	37
Chrom	$\frac{2-37}{14}$	16	121
Kadm	$\frac{7-30}{16}$	11	68
Miedź	$\frac{2-9}{6}$	5	90
Siarczyny	$\frac{8-76}{47}$	28	60
Żelazo ²⁺	$\frac{9-43}{27}$	16	61
Dolny bieg rzeki (KII)			
Cynk	$\frac{7-48}{34}$	18	55
Chrom	$\frac{11-27}{20}$	7	36
Kadm	$\frac{18-32}{23}$	7	29
Miedź	$\frac{7-13}{10}$	4	42
Siarczyny	$\frac{40-48}{44}$	4	8
Żelazo ²⁺	$\frac{35-424}{135}$	193	143

Źródło: badania i opracowanie własne

po opuszczeniu przez rzekę użytków rolnych. Modyfikacja odpływu rzeczno-oroaz tarasowanie koryta może powodować barierę transportu nutrientów oraz przemieszczania się organizmów wodnych. Zakwalifikowanie dolnego odcinka Krzemianki do bardzo dobrego stanu hydromorfologicznego jest więc dyskusyjne.

5. Charakterystyka hydrologiczna i hydrochemiczna Jarosówki

Jarosówka jest bezpośrednim, lewobrzeżnym dopływem rzeki Supraśli. Jej długość wynosi około 3,8 km, a powierzchnia zlewni – 3,42 km². Średni przepływ rzeki wynosił 13 dm³·s⁻¹, a odpływ jednostkowy ze zlewni – 3,5 dm³·s⁻¹·km⁻². Jarosówka jest rzeką miejską. Jej źródła leżą na wysokości 150,5 m n.p.m., a ujście do Supraśli na wysokości 122,0 m n.p.m. Współczynnik zalesienia zlewni Jaro-

szówki wynosi 14,2%. Niewielki współczynnik zalesienia jest związany z zabudową miejską Białegostoku występującą w górnej części zlewni – osiedla Wygoda i Jaroszkówka (Aneks 12). Dolinę rzeki zajmują zbiorowiska trawiaste. Stawy hodowlane położone w środkowej części zlewni zajmują powierzchnię 0,9 km² [Jekatierynczuk-Rudczyk 2008a].

W zlewni Jarosówki występują naturalne wypływy wody podziemnej o małej wydajności. Mają one najczęściej charakter descensyjny. Najpowszechniejszą formą morfologiczną źródeł jest nisza o kształcie owalnym, kolistym lub półkolistym. Występuje też forma korytowa. Pod względem hydrobiologicznym badane wypływy należą zarówno do helokrenów, reokrenów, jak i limnokrenów [Jekatierynczuk-Rudczyk 2007b].

Większość analizowanych parametrów hydrochemicznych klasyfikuje wody Jarosówki do wód I klasy jakości [ROZPORZĄDZENIE... 2008]. W II klasie jakości znalazły się takie cechy jak: wapń, fosfor całkowity i azot azotanowy (tab. 11). Według badań WIOŚ z 2003 roku, wody powierzchniowe Białegostoku należą do III klasy jakości [RAPORT O STANIE ŚRODOWISKA... 2004]. Prawie połowa badanych wód płynących województwa podlaskiego należała do III klasy jakości, wśród odcinków badanych rzek nie występowały wody najwyższej jakości. W województwie podlaskim większość źródeł zanieczyszczeń stanowią ścieki miejskie, stąd też na obszarach dużych miast należy dopatrywać się największych przekształceń antropogenicznych wody [RAPORT O STANIE ŚRODOWISKA... 2004].

Dobrym uzupełnieniem klasyfikacji jakości powierzchniowych wód miejskich są stężenia mikroelementów w wodzie (tab. 12). Ich wartości w wodzie Jarosówki były niewielkie w porównaniu z dopuszczalnymi normami [ROZPORZĄDZENIE... 2008]. Średnia zawartość cynku, chromu i miedzi w wodzie Jarosówki nie przekraczała wartości granicznych wskaźników jakości wód według kategorii jednolitych części wód powierzchniowych [ROZPORZĄDZENIE... 2008]. W porównaniu z wartościami typowymi dla wód powierzchniowych regionu białostockiego stężenie omawianych pierwiastków w wodzie Jarosówki było znacznie większe [Chełmicki 1997]. Notowane stężenie cynku, miedzi i chromu w wodzie Jarosówki było znacznie mniejsze od występującego w wodzie głównych rzek Polski [Dojlido 1995].

Na terenie Białegostoku woda rzeczna wykazywała większe przekształcenia fizyczno-chemiczne niż woda ze źródeł. W rzece zanotowano mniejszą średnią temperaturę wody. Woda źródeł i rzeki cechowała się zbliżonymi średnimi wartościami barwy, odczynu i potencjału oksydacyjno-redukcyjnego, podobnym stężeniem wapnia, magnezu, sodu, krzemu i związków azotu. Wiele parametrów świadczących o zanieczyszczeniu środowiska wodnego

Tabela 11. Skład fizyczno-chemiczny wody w zlewni Jaroszwki w roku hydrologicznym 2003

Cechy wody	Jaroszwka (1)			Źródła (2)			Różnice statystycznie istotne
	Wartość średnia	Zakres wartości	Współczynnik zmienności [%]	Wartość średnia	Zakres wartości	Współczynnik zmienności [%]	
<i>Liczba próbek</i>	17			21			
Temperatura wody [°C]	7,2	4,7 - 9,0	62	9,2	0,3 - 5,4	39	
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	7,6	7,1 - 7,7	5	7,4	7,2 - 7,6	4	1-2
Odczyn wody [pH]	686	506 - 803	16	597	412 - 751	29	
Tlen rozpuszczony [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	11,0	9,8 - 12,3	16	10,0	8,9 - 12,3	19	
SWWT [%]	94	76 - 107	17	88	79 - 104	20	
Eh [mV]	192	181 - 199	19	184	179 - 201	23	
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	13,6	3,1 - 14,8	49	11,3	4,7 - 16,3	52	
Ca ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	115	75 - 133	18	104	88 - 128	20	
Mg ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	13,9	11,5 - 17,3	35	11,3	7,6 - 13,3	41	
Na ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	16,2	12,2 - 20,3	40	14,0	9,8 - 16,9	66	
K ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	2,9	0,4 - 4,3	134	4,3	1,9 - 7,4	123	
HCO ₃ ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	303	256 - 330	11	304	251 - 344	15	
SO ₄ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	48,3	47,0 - 51,3	10	36,3	13,2 - 47,2	40	1-2
Cl ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	32,3	22,7 - 45,1	44	24,7	14,2 - 32,4	40	
Si-SiO ₃ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,3	1,6 - 4,6	46	3,5	2,8 - 3,8	68	
Fe ²⁺³⁺ [$\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$]	164	75 - 305	180	58	52 - 57	47	
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	4,8	2,5 - 12,7	144	2,6	1,2 - 4,7	130	
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	51	17 - 95	169	22	18 - 26	46	
N-NH ₄ ⁺ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	176	115 - 376	74	187	118 - 348	69	
N-NO ₃ ⁻ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3447	1329 - 5055	51	3306	671 - 5354	63	
Azot organiczny [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	823	438 - 1783	52	771	671 - 1016	58	
P-PO ₄ ³⁻ [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	102	39 - 325	209	68	62 - 84	89	
Fosfor całkowity [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	280	125 - 819	201	244	155 - 320	100	

Statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą najmniejszych istotnych różnic; EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

Tabela 12. Stężenie mikroelementów ($\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$) w wodzie rzeki Jaroszwki w roku 2003

Parametry	Zakres i wartość średnia	Odchylenie standardowe	Współczynnik zmienności [%]
Cynk	$\frac{30-61}{43}$	13	30
Chrom	$\frac{1-39}{18}$	17	99
Kadm	$\frac{8-15}{12}$	3	25
Miedź	$\frac{13-38}{26}$	18	69
Siarczyny	$\frac{42-64}{52}$	9	17
Żelazo ²⁺	$\frac{18-127}{66}$	52	79

Źródło: badania i opracowanie własne

znacznie różniło się w rzece i w źródłiskach występujących na terenie zlewni, ale nie były to różnice istotne statystycznie. W wodzie rzeki zanotowano większe wartości przewodności elektrolitycznej wody, siarczanów, chlorków, żelaza, badanych form fosforu. Średnie stężenie DOC w wodzie rzecznej było dwukrotnie większe niż w źródłiskach. W Jaroszwce aromatyczność materii organicznej wyrażona parametrem SUVA była ponad dwukrotnie większa niż w wodzie źródlisk (tab. 11). Tak kształtujące się stężenie średnie w dwóch odmiennych środowiskach wodnych wskazuje na znaczną rolę zanieczyszczeń powierzchniowych docierających do wody rzecznej, zarówno w postaci punktowych zrzutów bezpośrednio do koryta rzecznej, jak i w postaci spływu powierzchniowego i hipodermicznego po wzmożonych opadach atmosferycznych czy topnieniu pokrywy śnieżnej [Kayabak i in. 1999]. Drenujący charakter rzeki [Jekatierynczuk-Rudczyk 2005] sprzyja rozprzestrzenianiu się zanieczyszczeń niesionych przez wody podziemne. W latach 2002-2003 stwierdzono we wszystkich źródłiskach w zlewni Jaroszwki dwujonowy, wodorowęglanowo-wapniowy typ hydrochemiczny wody. Na początku lat 90. niektóre źródłiska Białegostoku wykazywały wielojonowy typ hydrochemiczny wody [Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1997, Jekatierynczuk-Rudczyk 1999b]. Brak wyraźnych przekształceń wód naturalnych wypływów położonych na terenie zabudowanym świadczyć może o coraz lepszej szczelności sieci kanalizacyjnej oraz mniejszej presji antropogenicznej, wynikającej z aktualnej koniunktury gospodarczej regionu białostockiego. Źródłiska Białegostoku cechują się mało przekształconym składem chemicznym wody w stosunku do dużych miast Polski [Macioszczyk i in. 1991].

V.

Przekształcenia cech fizyczno-chemicznych wody podziemnej w źródłiskach nizinnych

1. Kierunki transformacji parametrów fizyczno-chemicznych wody podziemnej w źródłiskach nizinnych

Badania jakości wód źródłanych zostały zapoczątkowane stosunkowo wcześniej, bo w pierwszej połowie XVII wieku. Przez wiele lat były poświęcone wodom źródłanym wykorzystywanym w lecznictwie (wody mineralne, termalne). W XX wieku oprócz nurtu balneologicznego wiele uwagi poświęcono zależności składu chemicznego wód źródłanych od cech drenowanych utworów wodonośnych oraz interpretacji zmian chemizmu wody podziemnej w zależności od warunków krążenia, a w szczególności od warunków zasilania wód podziemnych [Dynowski, Zbatyńska 1974]. Koniec XX wieku to nasilenie zmian antropogenicznych w wodach podziemnych, często charakteryzowane na podstawie badań cech fizyczno-chemicznych wody źródeł [Macioszczyk i in. 1991, Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1997, Tyc 1997, Siwek 2004, Jekatierynczuk-Rudczyk 2007b].

Wody podziemne wypływające na powierzchnię Ziemi w postaci naturalnych wypływów dają początek rzekom lub zasilają je. Z punktu widzenia cech fizyczno-chemicznych, w początkowym odcinku rzeki dokonują się bardzo ważne procesy związane z warunkami kształtowania się jakości wody. W związku z tym ustalenie kierunku zmian składu chemicznego w początkowych odcinkach rzek jest bardzo istotne [Jekatierynczuk-Rudczyk 2006a]. Dzięki naturalnym wypływom wód podziemnych istnieje możliwość kontroli cech jakości wody w końcowym etapie fazy podziemnej i początkowym etapie fazy powierzchniowej jej obiegu. Wody źródlane, wskutek długiego przebywania w środowisku skalnym, rozpuszczają i wyprowadzają na zewnątrz szereg zawartych w nim związków chemicznych [Jokiel 2007].

Transformacje jonowe zachodzące w wodach prowadzą do przekształcenia cech chemicznych wody w procesie jej przemieszczania się w środowisku przyrodniczym. Dotychczasowe badania przekształceń chemicznych w wodach były prowadzone oddzielnie dla wód podziemnych, w ich ruchu wertykalnym z powierzchni terenu do zwierciadła wód podziemnych [Janiec 1997], i dla wód powierzchniowych. Źródłiska są doskonałymi obiektami do badań zmian jakości wody podziemnej wypływającej na powierzchnię terenu.

Przyczyną badań hydrochemicznych w różnych punktach rozległych nisz źródłiskowych była niejednorodna opinia środowiska hydrologicznego w Polsce, dotycząca poboru próbek wody z wypływów nizinnych [Stolarska, Moniewski 2007]. Wykazano różnice stężenia cech chemicznych wody podziemnej dopływającej do nisyzy i wody wypływającej na powierzchnię [Jekatierynczuk-Rudczyk 2005].

W wodach źródeł regionu białostockiego podstawową formą występowania rozpuszczonych związków są formy jonowe (tab. 13). Pierwiastki ziem alkalicznych, wapń i magnez, w niewielkim stężeniu występowały również w postaci uwodnionych cząsteczek siarczanów, węglanów i wodorofosforanów. Kationy sodu i potasu praktycznie w całości występowały w formie jonowej. Zanotowano śladowe ilości uwodnionej obojętnej cząsteczki jednowodorowęgla sodu, ale jej zawartość w roztworze nie przekraczała 1%. Główną formą występowania wodorowęgla był jon wodorowęgla i dwutlenek węgla. Jony chlorkowe występowały tylko w postaci anionowej, a siarczanowe – głównie w postaci anionowej i obojętnej cząsteczek siarczanów wapnia i magnezu. Związki fosforu wystąpiły w postaci dwóch form jonowych: jedno- i dwuwodorofosforanów. W analizowanym środowisku przeważał jon jednowodorofosforanowy (tab. 13). Podstawową formą występowania krzemionki w wodach źródeł była uwodniona cząsteczka kwasu ortokrzemowego. Zasadowe środowisko przyczyniało się do nieznacznej dysocjacji cząsteczki kwasu ortokrzemowego i stwierdzenia w roztworze niewielkich ilości jonu trójwodorokrzemowego. Związki azotu praktycznie ograniczyły swoje występowanie do dwóch form: jonu azotanowego i amonowego. O stężeniu żelaza w wodzie decydował kation dwudodatni, jon wodorowęgla żelaza oraz węglan żelaza (tab. 13).

Proces przekształcania składu chemicznego wód podziemnych jest uzależniony od wielu czynników, m.in. od odporności środowiska, warunków klimatycznych, właściwości sorpcyjnych gleb, rodzaju i natężenia antropopresji wywieranej na środowisko. W dotychczasowych badaniach analizowano jakość wody ze źródeł w odniesieniu do zmienności horyzontalnej, wynikającej z wymienionych czynników [Michalczyk 2007]. Analiza jakości wody czę-

Tabela 13. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach źródeł w regionie białostockim ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)

Specjacje	Wartość średnia w źródłiskach	Woda podziemna		Nisza		Odpływ	
		M	Y	M	Y	M	Y
HCO_3^-	4283	4212	3863	4333	3971	4305	3942
Ca^{2+}	1996	1994	1410	1988	1403	2006	1409
CO_2	393,3	326,5	327,1	277,1	277,6	576,3	577,3
Cl^-	370,1	335,7	306,6	327,2	298,7	448,5	408,9
Mg^{2+}	367,6	343,4	244,0	365,9	259,4	393,4	277,7
SO_4^{2-}	256,0	237,8	167,6	250,7	176,2	279,6	195,6
Na^+	235,6	199,5	182,7	199,5	182,5	307,9	281,4
H_2SiO_4	68,4	65,87	65,99	68,82	68,94	70,61	70,74
CaHCO_3^+	53,5	52,94	48,55	54,70	50,14	52,83	48,37
NO_3^-	46,4	52,83	48,19	35,70	32,54	50,69	46,15
CaSO_4	43,8	40,00	40,07	41,99	42,07	46,29	46,38
K^+	24,1	25,04	22,87	20,46	18,66	26,83	24,46
NH_4^+	13,9	12,05	10,97	11,32	10,31	18,46	16,79
MgHCO_3^+	12,5	11,55	10,56	12,64	11,55	13,43	12,26
CaCO_3	7,69	8,15	8,17	10,14	10,16	4,77	4,78
MgSO_4	6,98	6,11	6,12	6,90	6,91	7,94	7,96
CO_3^{2-}	5,72	6,04	4,27	7,56	5,33	3,57	2,51
Fe^{2+}	1,25	1,38	0,98	1,45	1,03	0,91	0,64
HPO_4^{2-}	1,18	1,25	0,87	1,20	0,84	1,09	0,75
MgCO_3	0,77	0,77	0,77	1,03	1,03	0,51	0,51
H_2PO_4^-	0,52	0,48	0,43	0,38	0,35	0,70	0,64
NaHCO_3	0,48	0,40	0,40	0,41	0,41	0,62	0,62
CaHPO_4	0,46	0,49	0,49	0,47	0,47	0,41	0,41
FeHCO_3^+	0,38	0,42	0,38	0,45	0,41	0,28	0,25
H_3SiO_4^-	0,19	0,20	0,18	0,25	0,23	0,12	0,11
MgHPO_4	0,11	0,11	0,11	0,12	0,12	0,11	0,11
FeCO_3	0,09	0,10	0,10	0,13	0,13	0,04	0,04

M – stężenie molowe; Y – aktywność jonowa. Źródło: opracowanie własne

sto jest wykorzystywana przy charakterystyce wodonośca, który wywiera znaczący wpływ na ilość i jakość rozpuszczonych substancji mineralnych. Tego typu podejście wydaje się właściwe przy badaniach wydajnych źródeł, położonych na terenach górskich i wyżynnych. Na obszarach nizinnych bardzo istotnymi cechami wody, w tym płytkich wód podziemnych, są pierwiastki biogenne związane z funkcjonowaniem organizmów w niszach, w sąsiedztwie wpływów czy w bezpośredniej zlewni powierzchniowej.

W trakcie zmiany obiegu wody z fazy podziemnej na powierzchniową istnieje możliwość przekształceń hydrochemicznych, uwarunkowanych zmianą otoczenia środowiska wodnego [Jekatierynczuk-Rudczyk 2006a]. W niszach

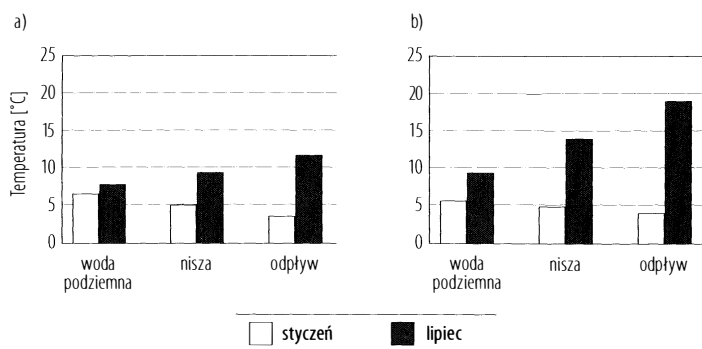
Tabela 14. Porównanie parametrów fizyczno-chemicznych wód podziemnych i powierzchniowych w niszach źródeł regionu białostockiego w latach 2002-2003

Parametry	Woda podziemna (a)	Woda powierzchniowa		Różnice statystycznie istotne	Wielkość zmiany cechy [%]	
		nisza (b)	odpływ (c)		nisza	odpływ
Liczba próbek	68	48	37			
Temperatura [°C]	7,79	8,56	8,89	a-c	+10	+14
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	438	396	401	a-c, a-b	-10	-8
Odczyn wody [pH]	7,32	7,55	7,63	a-c, a-b	+3	+4
Tlen rozpuszczony [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	7,68	9,60	9,54	a-c, a-b	+25	+24
SWWT [%]	68	84	86	a-c, a-b	+19	+21
Eh [mV]	171	200	184		+17	+8
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	46	42	26		-9	-43
Ca^{2+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	84,6	84,0	84,0		0	0
Mg^{2+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	10,1	8,8	9,4		-13	-7
Na^+ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	7,1	4,6	4,6	a-c, a-b	-35	-35
K^+ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	1,05	0,98	0,80		-7	-24
HCO_3^- [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	268	263	271		-2	+1
SO_4^{2-} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	32,1	27,3	28,8	a-c, a-b	-15	-10
Cl [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	15,9	11,9	11,6	a-c, a-b	-25	-27
$\text{Si}\cdot\text{SiO}_3^{2-}$ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	4,25	3,97	4,15		-7	-2
Fe^{2+3+} [$\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$]	110	131	73		+16	-51
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,71	2,15	3,94		-42	+6
SUVA [$\text{abs.1cm}\cdot\text{1gC}^{-1}$]	25,2	31,5	34,8		+25	+38
$\text{N}\cdot\text{NH}_4^+$ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	262	170	163	a-c, a-b	-35	-38
$\text{N}\cdot\text{NO}_3^-$ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	711	736	502		+4	-29
Azot organiczny [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	1 420	1201	1226		-15	-14
$\text{P}\cdot\text{PO}_4^{3-}$ [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	73	74	69		+1	-5
Fosfor całkowity [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	306	231	305		-24	0

Wielkość zmiany cechy wody podano w procentach w stosunku do wód podziemnych zasilających niszę; + wzrost wartości; – spadek wartości (statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana); EC – przewodnictwo elektryczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

źródeł nizinnych stwierdzono zróżnicowane kierunki zmian cech fizycznych i chemicznych wody. Do parametrów stabilnych należały główne makroskładniki (jony HCO_3^- i Ca^{2+}), związki krzemu oraz ortofosforany (tab. 14). Różnica stężenia wymienionych makroelementów pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi wynosiła zaledwie kilka procent.

W wodach powierzchniowych zanotowano wzrost temperatury wody, odczynu wody, potencjału oksydacyjno-redukcyjnego oraz aromatyczności materii organicznej (tab. 14). Podstawowym czynnikiem wpływającym na przebieg procesów hydrochemicznych jest temperatura wody. Temperatura wody podziemnej była stosunkowo stała i nie przekroczyła w okresie badań $7,8^\circ\text{C}$. Wzrost temperatury wody w niszach źródliskowych był zróżnicowany w zależności od pory roku oraz cech hydrologiczno-morfometrycznych wypły-



Rysunek 13. Zmiany średniej wartości temperatury wody w źródłiskach (a – źródło w dolinie Krzemianki, b – źródło w dolinie Horodnianki) w styczniu i lipcu 2002-2003

Źródło: badania i opracowanie własne

wów. Podwyższenie średniej rocznej temperatury wody podziemnej wpływającej na powierzchnię w naszej strefie klimatycznej jest powszechne, choć uzależnione od różnych czynników [Stolarska, Moniewski 2007]. Największą zmienność temperatury wody zanotowano w obrębie dużych nisz źródłiskowych latem i zimą (rys. 13a, b). Zimą zmiany temperatury wody były podobne w wypływach różniących się wydajnością. Latem w źródłisku o mniejszej wydajności wypływająca na powierzchnię woda podziemna nagrzewała się znacznie szybciej. Podobną zależność stwierdzono, analizując średnią temperaturę wody w marcu i lipcu 2002-2003 w źródłiskach regionu białostockiego (tab. 15).

Nieco większe wartości odczynu wody w wodach powierzchniowych niż w podziemnych należy wiązać z rozwojem organizmów autotroficznych i przeprowadzanym przez nie procesem fotosyntezy. Największe zmiany pH w wodach podziemnych wpływających na powierzchnię terenu występowały latem (tab. 15). W trakcie fotosyntezy w wodzie następuje zmniejszenie zawartości CO_2 , co powoduje wzrost odczynu wody. W niszach źródełk nizinnych obniżenie stężenia dwutlenku węgla było znaczne, co potwierdza wpływ organizmów autotroficznych na skład chemiczny wody (tab. 13). Zawartość dwutlenku węgla w płytkich wodach podziemnych jest uwarunkowana głównie infiltracją dwutlenku atmosferycznego oraz procesami biochemicznymi związanymi z rozkładem materii organicznej. Procesy mineralizacji obumarłych szczątków organicznych mogą znacznie wzbogacić wodę w CO_2 . Charakterystyczną cechą nizinnych nisz źródłiskowych jest nagromadzenie szczątków organicznych w ich obrębie, co może przyczynić się do wzrostu koncentracji CO_2 . Mniejsza koncentracja tlenu w wodach podziemnych (tab. 14) wyini-

Tabela 15. Porównanie parametrów fizyczno-chemicznych wód podziemnych i powierzchniowych (wartość średnia ± odchylenie standardowe) w niszach źródeł regionu białostockiego w marcu (M) i lipcu (L) 2002-2003

Parametry	Miesiąc	Woda podziemna	Woda powierzchniowa	
			nisza	odpływ
Temperatura [°C]	M	6,5 ± 1,1	6,5 ± 1,3	6,2 ± 1,9
	L	9,3 ± 2,0	11,4 ± 2,1	13,6 ± 3,6
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	M	416 ± 714	380 ± 58	414 ± 41
	L	439 ± 73	375 ± 63	412 ± 38
Odczyn wody [pH]	M	7,22 ± 0,27	7,42 ± 0,31	7,50 ± 0,27
	L	7,53 ± 0,51	7,84 ± 0,43	7,98 ± 0,46
Tlen rozpuszczony [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	6,45 ± 3,03	9,00 ± 2,67	9,94 ± 3,47
	L	6,37 ± 2,01	6,99 ± 2,49	6,95 ± 3,05
SWWT [%]	M	56 ± 29	78 ± 28	84 ± 33
	L	58 ± 18	66 ± 24	68 ± 28
Eh [mV]	M	181 ± 83	184 ± 91	164 ± 94
	L	96 ± 146	150 ± 85	109 ± 95
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	20 ± 18	12 ± 4	18 ± 16
	L	9,5 ± 5,6	14 ± 16	12 ± 8
Ca^{2+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	84,1 ± 17,8	82,4 ± 15,6	85,0 ± 10,4
	L	83,4 ± 12,6	82,5 ± 11,2	83,5 ± 11,1
Mg^{2+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	11,7 ± 8,0	10,3 ± 4,9	12,5 ± 5,6
	L	6,5 ± 3,6	5,7 ± 2,2	8,59 ± 4,85
Na^+ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	6,1 ± 4,1	4,4 ± 1,6	5,4 ± 2,4
	L	5,2 ± 3,8	2,9 ± 2,1	2,92 ± 2,05
K^+ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	0,65 ± 0,44	0,58 ± 0,29	0,60 ± 0,35
	L	0,66 ± 0,56	0,53 ± 0,49	0,35 ± 0,35
HCO_3^- [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	256 ± 66	237 ± 26	248 ± 24
	L	258 ± 34	252 ± 18	268 ± 15
SO_4^{2-} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	27,7 ± 8,9	23,8 ± 6,2	33,1 ± 15,0
	L	28,4 ± 7,2	25,9 ± 4,9	28,1 ± 5,7
Cl^- [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	13,4 ± 7,1	9,7 ± 4,4	10,4 ± 4,9
	L	13,7 ± 9,3	9,72 ± 5,4	9,1 ± 4,9
$\text{Si}\cdot\text{SiO}_3^{2-}$ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	4,79 ± 1,01	4,41 ± 0,68	4,24 ± 0,79
	L	4,51 ± 1,67	4,65 ± 0,58	5,12 ± 0,98
Fe^{2+3+} [$\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	56 ± 43	42 ± 18	93 ± 147
	L	61 ± 81	85 ± 88	72 ± 79
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	3,15 ± 2,91	1,77 ± 0,95	3,01 ± 2,05
	L	2,30 ± 3,16	1,77 ± 1,70	1,72 ± 0,94
SUVA [$\text{abs}\cdot 1\text{cm}\cdot 1\text{gC}^{-1}$]	M	16,2 ± 9,4	18,5 ± 10,0	21,1 ± 7,0
	L	18,8 ± 12,6	27,0 ± 11,3	25,2 ± 5,6
$\text{N}\cdot\text{NH}_4^+$ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	270 ± 500	116 ± 29	131 ± 43
	L	322 ± 232	206 ± 47	187 ± 22
$\text{N}\cdot\text{NO}_3^-$ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	670 ± 468	814 ± 898	675 ± 455
	L	681 ± 908	732 ± 682	508 ± 360
Azot organiczny [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	M	888 ± 760	750 ± 471	678 ± 425
	L	2505 ± 1908	2109 ± 1583	2012 ± 1977

P-PO ₄ ³⁻ [µgP·dm ⁻³]	M	91 ± 96	64 ± 26	52 ± 40
	L	47 ± 40	56 ± 42	41 ± 19
Fosfor całkowity [µgP·dm ⁻³]	M	320 ± 488	115 ± 39	141 ± 57
	L	299 ± 136	212 ± 123	497 ± 651

EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem.

Źródło: badania i opracowanie własne

kała z izolacji od wpływów atmosferycznych, zużycia tlenu w procesach glebowych, głównie w trakcie mikrobiologicznego rozkładu materii organicznej [Macioszczyk, Dobrzyński 2002]. Najmniejszy wzrost natlenienia wód źródłiskowych zanotowano w limnokrenie (+5%), największy – w reokrenie położonym w strefie podmiejskiej (+58%). W wodzie nisz źródłiskowych zanotowano niewielkie zmiany potencjału oksydacyjno-redukcyjnego (tab. 14). W wypływach położonych na terenach leśnych wartości potencjału oksydacyjno-redukcyjnego w wodzie podziemnej i powierzchniowej były zbliżone, w źródłisku podmiejskim wody podziemne zasilające niszę cechowały się ujemnymi wartościami potencjału oksydacyjno-redukcyjnego. Należy to tłumaczyć zużyciem tlenu w procesie mineralizacji materii organicznej w wodzie podziemnej na obszarach podmiejskich [Gandy i in. 2007].

Wody podziemne dopływające do nisz źródłiskowych charakteryzowały się większą przewodnością elektrolityczną niż wody powierzchniowe (tab. 14). Spadek ogólnej ilości rozpuszczonych związków mineralnych w wodzie nisz źródłiskowych został spowodowany przez rozwijające się hydrobionty oraz wytrącanie niektórych związków (tab. 16). Spośród minerałów zawierających wapń, latem w niszach źródeł zanotowano zwiększoną możliwość wytrącania CaCO₃ (tab. 17) niż w wodzie podziemnej i odpływającej z niszy. W skoncentrowanym odpływie wody ze źródłiska indeks nasycenia w stosunku do wszystkich minerałów węglanowych przyjmował wartości ujemne, co wskazuje na możliwość rozpuszczania skał zawierających węglany (tab. 16). Indeks nasycenia w stosunku do węglanów koreluje z zawartością CO₂ (tab. 13), którego stężenie molowe wzrasta ponad dwukrotnie w skoncentrowanym odpływie w stosunku do wartości wyliczonej w niszy. Mniejsze stężenie magnezu w wodach powierzchniowych było wynikiem wykorzystania tego jonu przez organizmy rozwijające się w niszy, szczególnie przez organizmy autotroficzne, u których kation ten jest istotnym składnikiem chlorofilu. W „konsumpcji” jonu magnezu znaczącą rolę odgrywają też rozwijające się w niszach rośliny naczyniowe, np. powszechnie występujący ostrożeń warzywny. Potas jest pobierany przez rośliny w dużych ilościach w sposób czynny i jako jeden z nielicznych jonów wbrew gradientowi stężenia [Piskornik 1987]. Nieznaczne ilości tego jonu w wodach są efektem niemal natychmiastowego adsorbowa-

Tabela 16. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródeł regionu białostockiego w latach 2002-2003

Minerał		Woda podziemna	Woda powierzchniowa	
			nisza	odpływ
Halit	NaCl	-8,79	-8,81	-8,48
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	1,21	1,97	0,53
Getyt	FeOOH	6,48	7,25	5,77
Hematyt	Fe ₂ O ₃	14,88	16,43	13,47
Kalcyt	CaCO ₃	0,19	0,28	-0,05
Aragonit	CaCO ₃	0,03	0,12	-0,21
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-0,52	-0,29	-0,94
Syderyt	FeCO ₃	-0,59	-0,47	-1,02
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-2,03	-2,01	-1,96
Anhydryt	CaSO ₄	-2,29	-2,27	-2,22
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-8,68	-6,65	-9,92
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-7,35	-7,31	-7,46
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-0,35	-0,07	-1,55
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-4,04	-3,84	-5,19
Kwarc	SiO ₂	0,06	0,07	0,10
Chalcedon	SiO ₂	-0,43	-0,41	-0,39
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-8,25	-7,61	-9,51
Sepiolit	Mg ₃ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-5,78	-5,34	-6,52
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-5,64	-4,96	-6,83

Źródło: opracowanie własne

nia go przez minerały ilaste i koloidy glebowe oraz selektywnego pobierania przez rośliny.

W niszach źródeł nizinnych znacznie zmieniała się aromatyczność materii organicznej. Rozpuszczona materia organiczna w wodach powierzchniowych wywodzi się z dwóch źródeł – autochtonicznego i allochtonicznego [Allan 1998]. Ważnym źródłem materii organicznej w płytkich wodach podziemnych i źródłiskowych są gleby. Średnie stężenie DOC w wodach podziemnych było większe niż w wodach nisz źródłiskowych. W wodach powierzchniowych wzrastał wskaźnik SUVA, co wskazuje na zużycie mniej aromatycznych związków węgla przez organizmy epilitonu zasiedlające osady nisz źródłiskowych. Największy wzrost wartości aromatyczności materii organicznej w niszach źródłiskowych zanotowano w lipcu, co potwierdza wpływ hydrobiontów na wykorzystanie materii organicznej rozpuszczonej i cząsteczkowej w wodzie (tab. 15). W miejscu skoncentrowanego odpływu z niszy źródłiskowej stwierdzono ponowny wzrost stężenia DOC i dalszy wzrost parametru SUVA (tab. 14), co należy wiązać z dopływem allochtonicznej materii organicznej w postaci spływu hipodermicznego i powierzchniowego z terenów zalesionych. Allochtoniczna materia organiczna zbudowana z aromatycz-

Tabela 17. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródeł regionu białostockiego w marcu (M) i lipcu (L) w latach 2002-2003

Minerał		Miesiąc	Woda podziemna	Woda powierzchniowa	
				nisza	odpływ
Halit	NaCl	M	-8,61	-8,90	-8,79
		L	-8,69	-9,12	-9,12
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	M	0,11	0,56	0,79
		L	0,03	1,19	1,33
Getyt	FeOOH	M	5,30	5,75	5,97
		L	5,35	6,56	6,80
Hematyt	Fe ₂ O ₃	M	12,53	13,41	13,85
		L	12,63	15,05	15,55
Kalcyt	CaCO ₃	M	-0,13	-0,09	0,06
		L	0,19	0,40	0,69
Aragonit	CaCO ₃	M	-0,29	-0,25	-0,09
		L	0,03	0,24	0,54
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	M	-1,04	-1,08	-0,67
		L	-0,62	-0,21	0,57
Syderyt	FeCO ₃	M	-1,21	-1,22	-0,79
		L	-0,67	-0,68	-0,33
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	M	-2,01	-2,11	-1,94
		L	-1,99	-2,10	-2,04
Anhydryt	CaSO ₄	M	-2,26	-2,37	-2,20
		L	-2,25	-2,36	-2,29
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	M	-11,37	-10,67	-10,05
		L	-12,14	-9,59	-9,60
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	M	-7,59	-7,75	-7,30
		L	-7,14	-7,76	-7,67
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	M	-1,81	-1,55	-1,11
		L	-0,88	0,55	1,14
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	M	-5,59	-5,66	-4,59
		L	-4,67	-4,61	-4,30
Kwarc	SiO ₂	M	0,17	0,14	0,13
		L	0,11	0,05	0,08
Chalcedon	SiO ₂	M	-0,32	-0,35	-0,36
		L	-0,36	-0,43	-0,38
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	M	-9,74	-9,33	-8,44
		L	-8,48	-6,99	-4,82
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	M	-6,52	-6,29	-5,70
		L	-5,88	-5,04	-3,63
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	M	-6,96	-6,60	-5,73
		L	-5,73	-4,35	-2,05

Źródło: opracowanie własne

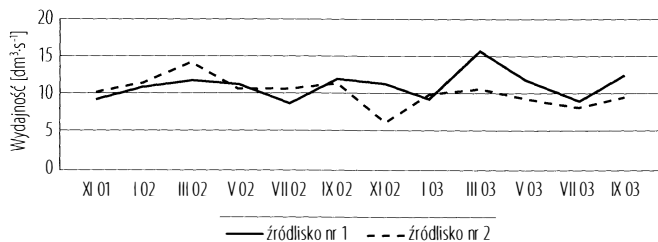
nych związków organicznych wykazuje znacznie większe wartości wskaźnika SUVA [Zieliński, Górniak 1999].

Źródłem azotu mineralnego w wodach źródłkowych jest mineralizacja szczątków organicznych, proces amonifikacji przeprowadzany przez bakterie gnilne i grzyby, a także proces nityfikacji [Kronvang i in. 1999]. Stężenie $N-NH_4^+$ w wodzie powierzchniowej było znacznie mniejsze niż w podziemnej, co wiąże się z utlenieniem tej formy azotu w procesie nityfikacji, sorpcją i pobieraniem go przez organizmy wodne. Większe stężenie $N-NO_3^-$ w wodach powierzchniowych wynikało głównie z dobrego natlenienia tych wód stymulującego proces nityfikacji, a zmniejszenie zawartości $N-NO_3^-$ w skoncentrowanym odpływie należy wiązać z przyswajaniem tego jonu przez rośliny. W niszach źródeł wyraźnie zmniejsza się stężenie molowe azotanów (V) (tab. 13). Spadkowi stężenia azotu mineralnego towarzyszył spadek stężenia azotu organicznego w wodach powierzchniowych, związany z intensywną mineralizacją w warunkach większej temperatury i lepszego natlenienia wód (tab. 14). Większa zawartość fosforu całkowitego w wodach podziemnych niż w niszach źródłkowych wynika ze znacznego udziału w puli fosforu połączeń organicznych, które mają kilkakrotnie większą możliwość migracji wodnej w porównaniu z formami mineralnymi [De Haan 1992].

Ze względu na niewielką zawartość frakcji ilastej (2,5-6%) w osadach wysięlających nisze źródłkowe możliwości sorpcyjne osadów są małe i odgrywają niewielką rolę w transformacji składu chemicznego wód podziemnych wypływających na powierzchnię.

2. Wpływ typu źródła na kierunki przekształcenia cech fizyczno-chemicznych wody podziemnej

Pojęcie źródła jest mocno zakorzenione w terminologii hydrobiologicznej, jednak termin ten jest raczej odnoszony do siedliska czy ekosystemu związanego z wypływami wody podziemnej. Kryterium podziału stanowi tutaj sposób wydobywania się wody na powierzchnię, istotny z punktu widzenia żyjących w wypływie organizmów. Typ wypływu ma decydujące znaczenie dla rozwoju flory i fauny w niszach źródłkowych. Nieco inne warunki siedliskowe istnieją w reokrenach, limnokrenach, a jeszcze inne w helokrenach. W niniejszym rozdziale pracy porównano skalę transformacji hydrochemicznych wód podziemnych w dwóch typach źródeł nizinnych: reokrenie i limnokrenie. W świetle definicji hydrobiologicznych pod pojęciem reokrenu należy rozumieć wypływ cechujący się szybkim przepływem wody wypływającej strumieniem, odsłaniającej piaszczysto-zwirowe dno niszy wskutek porywania ze sobą drobniejszych frakcji [Czachorowski 2007, Kucharski



Rysunek 14. Zmiany wydajności źródeł w rezerwacie Krzemianka (nr 1) i w dolinie Sokołdy (nr 3)

Źródło: badania i opracowanie własne

2007]. Limnokren to odpowiednik źródła basenowego [Tomaszewski 1989]. Dno limnokrenu pokrywa piasek lub muł, a otoczenie, często zabagnione, może być porośnięte roślinnością hydrofilną [Moniewski 2007].

Do porównań wybrano dwa wypływy cechujące się podobną wydajnością, budową geologiczną zlewni powierzchniowej, strefy aeracji i saturacji oraz zbliżonym zagospodarowaniem terenu [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, b]. Cechą różnicującą oba źródła był typ wypływu: źródło nr 1 uznano za reokren (Aneks 2a), natomiast źródło nr 3 za limnokren (Aneks 2c). Celem analizy było wskazanie czynników wpływających na reakcje chemiczne zachodzące w trakcie zmiany podziemnej fazy obiegu wody na powierzchniową.

Badane źródła cechowały się podobną wydajnością średnią: źródło w dolinie Krzemianki – $10,98 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, źródło w dolinie Sokołdy – $9,90 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Zmienność wydajności w czasie w obu wypływach była zbliżona (rys. 14), a współczynnik zmienności wydajności w okresie badań w obu wypływach nie przekraczał 20%. Woda w obu źródłach charakteryzowała się wodorowęglanowo-wapniowym typem hydrochemicznym (tab. 8). W limnokrenie większy udział w składzie jonowym wody odgrywał magnez, który stanowił prawie 20% sumy kationów.

W źródłisku w dolinie Krzemianki skład chemiczny wody podziemnej zasilającej wypływ różnił się od składu wody w niszy. Różnice dotyczyły większości parametrów fizyczno-chemicznych, ale najczęściej nie były istotne statystycznie (tab. 18). Woda powierzchniowa w źródłisku w dolinie Krzemianki cechowała się większą temperaturą, odczynem, stężeniem tlenu rozpuszczonego, ale znacznie mniejszym przewodnictwem elektrolitycznym oraz mniejszym stężeniem większości makroelementów (tab. 18). Skład chemiczny wód podziemnych zasilających źródło nr 1 różnił się nieznacznie (tab. 18). W wodzie podziemnej pobranej z głębokości 70 cm zanotowano nieco większe stężenie tlenu rozpuszczonego, jonów magnezu, sodu, krzemu, żelaza oraz

Tabela 18. Charakterystyka hydrochemiczna reokrenu (wartość średnia ± odchylenie standardowe) w dolinie Krzemianki w latach 2002-2003

Parametry	p1 (a)	p2 (b)	Nisza (c)	Odpyływ (d)	Różnice statystycznie istotne
Liczba próbek	12	12	12	12	
Temperatura wody [°C]	6,82 ± 0,79	6,98 ± 0,57	7,24 ± 1,53	7,35 ± 3,13	
EC [μS·cm ⁻¹]	507 ± 12	509 ± 16	436 ± 62	450 ± 12	a-c, b-c
Odczyn wody [pH]	7,20 ± 0,35	7,18 ± 0,38	7,33 ± 1,01	7,82 ± 0,39	a-d, b-d
Tlen rozpuszczony [mg·dm ⁻³]	8,66 ± 2,42	8,22 ± 2,65	10,08 ± 2,42	10,97 ± 3,19	b-d
SWWT [%]	74 ± 22	71 ± 23	83 ± 34	5 ± 27	b-d
Eh [mV]	197 ± 41	187 ± 49	194 ± 31	140 ± 81	
Barwa wody [mgPt·dm ⁻³]	25 ± 32	46 ± 103	37 ± 70	32 ± 42	
Ca ²⁺ [mg·dm ⁻³]	96,7 ± 7,9	98,7 ± 9,8	93,2 ± 6,3	92,9 ± 6,5	
Mg ²⁺ [mg·dm ⁻³]	9,09 ± 5,75	8,62 ± 3,93	9,10 ± 4,18	7,32 ± 3,51	
Na ⁺ [mg·dm ⁻³]	12,15 ± 10,3	10,44 ± 2,5	5,87 ± 1,99	7,01 ± 2,47	a-c, a-d
K ⁺ [mg·dm ⁻³]	0,62 ± 0,44	0,64 ± 0,39	0,62 ± 0,51	0,55 ± 0,34	
HCO ₃ ⁻ [mg·dm ⁻³]	315 ± 45	292 ± 33	285 ± 25	288 ± 41	
SO ₄ ²⁻ [mg·dm ⁻³]	36,2 ± 6,3	35,0 ± 3,8	29,7 ± 9,7	32,7 ± 4,36	a-c
Cl ⁻ [mg·dm ⁻³]	24,5 ± 4,8	24,4 ± 4,3	18,6 ± 4,2	17,9 ± 4,2	a-b, a-c, b-c, b-d
Si-SiO ₂ ²⁻ [mg·dm ⁻³]	5,03 ± 1,8	4,76 ± 1,6	4,66 ± 1,5	4,96 ± 1,8	
Fe ²⁺³⁺ [μg·dm ⁻³]	125 ± 318	104 ± 226	279 ± 790	66 ± 62	
DOC [mg·dm ⁻³]	4,11 ± 7,65	2,33 ± 2,35	1,83 ± 0,98	8,12 ± 22,0	
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	20,9 ± 20,8	14,6 ± 13,7	19,7 ± 12,8	69,6 ± 131,8	
N-NH ₄ ⁺ [μgN·dm ⁻³]	144 ± 62	216 ± 144	176 ± 120	167 ± 79	
N-NO ₃ ⁻ [μgN·dm ⁻³]	515 ± 272	562 ± 248	400 ± 144	370 ± 272	
Azot organiczny [μgN·dm ⁻³]	1257 ± 1093	1046 ± 1001	1122 ± 1205	1248 ± 1813	
P-PO ₄ ³⁻ [μgP·dm ⁻³]	83 ± 30	85 ± 43	86 ± 28	58 ± 34	
Fosfor całkowity [μgP·dm ⁻³]	343 ± 462	219 ± 217	225 ± 168	300 ± 490	

p1 – woda podziemna z głębokości 70 cm; p2 – woda podziemna z głębokości 30 cm (statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana); EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

rozpuszczonego węgla organicznego i nieorganicznego, aromatyczności materii organicznej, azotu organicznego i fosforu całkowitego.

W źródliku nr 2 w dolinie Sokoły skład chemiczny wody podziemnej nawiązywał do cech wody w niszy wypływu. Cechy fizyczno-chemiczne wody powierzchniowej w tym źródliku były zbliżone (tab. 19). Istotne statystycznie różnice dotyczyły przewodnictwa elektrolitycznego wody, stężenia siarczanów, azotu organicznego i azotanowego oraz ortofosforanów. Stężenie azotu organicznego w miejscu skoncentrowanego odpływu wody wzrosło o 35% w porównaniu z wodami zasilającymi niszę. W obu źródlikach w wodzie powierzchniowej zanotowano spadek stężenia azotanów (tab. 18, 19).

Transformacje składu chemicznego wody w obrębie nizinnych nisz źródlikowych są istotne i zależą od różnych czynników środowiskowych [Jeka-

Tabela 19. Charakterystyka hydrochemiczna limnokrenu (wartość średnia ± odchylenie standardowe) w dolinie Sokoły w latach 2002-2003

Parametry	p1 (a)	Nisza (b)	Odpyływ (c)	Różnice statystycznie istotne
<i>Liczba próbek</i>	12	12	12	
Temperatura wody [°C]	7,79 ± 1,19	8,60 ± 2,13	8,29 ± 1,65	
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	388 ± 13	373 ± 14	370 ± 18	a-b, a-c
Odczyn wody [pH]	7,47 ± 0,32	7,65 ± 0,32	7,58 ± 0,38	
Tlen rozpuszczony [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	8,56 ± 2,32	9,18 ± 3,27	8,85 ± 3,05	
SWWT [%]	75 ± 22	80 ± 28	82 ± 35	
Eh [mV]	214 ± 27	217 ± 37	214 ± 41	
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	37 ± 67	20 ± 14	17 ± 12	
Ca^{2+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	78,4 ± 5,8	78,4 ± 4,9	75,1 ± 5,5	
Mg^{2+} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	11,71 ± 6,86	9,17 ± 4,84	13,92 ± 6,25	
Na^+ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	4,56 ± 2,68	4,06 ± 2,73	3,76 ± 2,77	
K^+ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	1,20 ± 1,79	1,01 ± 1,63	0,88 ± 1,55	
HCO_3^- [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	262 ± 32	257 ± 27	263 ± 31	
SO_4^{2-} [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	28,2 ± 4,6	23,2 ± 4,4	24,6 ± 5,1	a-b
Cl^- [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	8,5 ± 4,0	8,2 ± 3,2	7,8 ± 4,0	
$\text{Si}\cdot\text{SiO}_3^{2-}$ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	4,09 ± 1,07	3,93 ± 1,22	4,16 ± 1,22	
Fe^{2+3+} [$\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$]	96 ± 118	71 ± 164	33 ± 26	
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	2,76 ± 6,04	2,49 ± 4,60	2,91 ± 5,23	
SUVA [$\text{abs}\cdot 1\text{cm}\cdot 1\text{gC}^{-1}$]	47,2 ± 77,4	60,7 ± 113,5	21,8 ± 9,5	
$\text{N}\cdot\text{NH}_4^+$ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	158 ± 44	142 ± 53	167 ± 50	
$\text{N}\cdot\text{NO}_3^-$ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	455 ± 698	377 ± 381	268 ± 86	a-c
Azot organiczny [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	832 ± 805	923 ± 764	1122 ± 700	a-c
$\text{P}\cdot\text{PO}_4^{3-}$ [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	40 ± 32	56 ± 28	62 ± 24	a-b, a-c
Fosfor całkowity [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	216 ± 146	200 ± 182	212 ± 164	

p1 – woda podziemna z głębokości 30 cm (statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana); EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

tierynczuk-Rudczyk 2005, 2006a]. Znaczny wpływ na tempo przekształceń hydrochemicznych wywiera budowa geologiczna terenu. Prawie dwukrotnie większy udział frakcji gruboziarnistej o $\varnothing > 1$ mm w osadach dennych reokrenu (tab. 20) wpłynął na większy współczynnik filtracji utworów wodonośnych, wynoszący powyżej $10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a wpływający na większe tempo obiegu wody podziemnej. W osadach limnokrenu stwierdzono znacznie mniejszy udział frakcji gruboziarnistej o $\varnothing > 1$ mm i większą zawartość pyłu, co pozwoliło zakwalifikować je jako utwory o dobrej przepuszczalności, gdzie współczynnik filtracji zawierał się w granicach $10^{-4} - 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Różnice stężenia parametrów w wodzie podziemnej i powierzchniowej w źródłiskach (tab. 18, 19) wynikały też ze składu chemicznego osadów wypełniających nisze. Osady w reokrenie cechowały się dużą zawartością frakcji

Tabela 20. Skład granulometryczny osadów (%) w niszach źródłiskowych

Źródłiska		Ø > 1 mm	Ø < 1 mm					
			Piaszek	Pył			Ił	
				1 - 0,1	0,1 - 0,05	0,05 - 0,02	0,02 - 0,006	0,006 - 0,002
Nr 1	osad 1	78,2	82	14	2	1	1	0
	osad 2	70,4	86	10	0,5	0,5	1	2
Nr 3		39,0	75	12	8	2	1	2

Przedziały frakcji granulometrycznych podano w mm, skład frakcji o Ø < 1 mm podano w stosunku do 100%; osad nr 1 – osad z centralnej części nisy; osad nr 2 – osad z obrzeży nisy. Źródło: badania i opracowanie własne

Tabela 21. Właściwości fizyczno-chemiczne osadów w niszach źródłiskowych

Obiekt		pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃	Corg	SiO ₂	Ca	Mg	Na	K	Fe	P
Źródłisko nr 1	osad nr 1	7,73	7,40	7,85	1,55	93	3,5	1,2	0,001	0,002	0,006	0,007
	osad nr 2	7,89	8,06	3,90	4,29	86	1,5	0,2	0,019	0,008	0,009	0,006
Źródłisko nr 3		7,79	7,57	4,58	1,71	93	2,2	0,6	0,010	0,024	0,017	0,005

Osad nr 1 – osad z centralnej części nisy; osad nr 2 – osad z obrzeży nisy. Źródło: badania i opracowanie własne

gruboziarnistej ze znaczną zawartością węglanów, które mogły ulegać rozpuszczeniu w płytkich wodach podziemnych zasilających niszę (tab. 20, 21). W limnokrenie, drenującym utwory piaszczyste ze znaczną domieszką pyłu, istotne statystycznie różnice przewodności elektrolitycznej wody w poszczególnych punktach obserwacyjnych mogły być spowodowane dłuższym czasem retencji wody w strefie saturacji (tab. 19).

Małecki [1998] wykazał znaczącą rolę parowania w zateżaniu roztworów wodnych. Wody powierzchniowe, w większym stopniu uzależnione od warunków meteorologicznych, powinny podlegać zwiększonej ewapotranspiracji latem w porównaniu z wodami podziemnymi. W wyniku tego procesu przewodnictwo elektrolityczne i stężenie rozpuszczonych jonów w wodach powierzchniowych latem powinny być większe, co jest sprzeczne z wynikami osiągniętymi w badaniach wody z nisz źródłiskowych. Nieco mniejsze wartości makroelementów w wodzie nisz wpływów potwierdzają ich zużycie w procesach życiowych hydrobiontów. Spadek stężenia żelaza w wodzie odpływającej z nisz wynikał głównie z wytrącenia jego związków na obrzeżach wpływów. Zmiany stężenia głównych kationów i anionów w wodzie nawiązywały do zmian przewodności elektrolitycznej (tab. 18, 19).

Jednym z najpospolitszych pierwiastków skorupy ziemskiej jest krzem. Nieznaczna rozpuszczalność minerałów zawierających krzem sprawia, że pierwiastek ten występuje w wodach w ograniczonych ilościach [Macioszczyk 1987]. Brak korelacji z jakimkolwiek badanym parametrem potwierdza teorię

wysuniętą przez Kennedy'ego [1971], która mówi, że stężenie krzemu w wodzie nie zależy znacząco od pH, temperatury wody, wartości przepływu, pory roku i rodzaju organizmów rozwijających się w danym ekosystemie wodnym, jest na ogół stabilne i zależy głównie od wymywania z podłoża. Podobna zawartość tego pierwiastka w składzie chemicznym osadów w niszach (tab. 21) oraz zbliżona wydajność wypływów decydują o podobnym tempie wymywania tego pierwiastka z warstwy wodonośnej. Krzem jest pobierany w różnych ilościach przez rośliny [Starck 2002]. Występuje on u okrzemek jako składnik ściany komórkowej. Nieco większy spadek tego pierwiastka w niszy reokrenu może wynikać z większej różnorodności i liczebności okrzemek w źródłisku w dolinie Krzemianki [Borowiec 2003]. Wskaźnik nasycenia względem niektórych minerałów zawierających krzem (chryzolit, sepiolit) wskazuje na mniejszą możliwość rozpuszczania tych minerałów w niszach źródeł (tab. 22). Kwarc i chalcedon w wodach źródeł nizinnych są praktycznie nierozpuszczalne (tab. 22).

Wody w obrębie źródeł nizinnych prawie przez cały rok cechują się utleniającymi warunkami środowiska ($E_h > 0,15 V$), co powoduje, że żelazo, będąc na wyższym stopniu utlenienia, tworzy związki trudno rozpuszczalne, obserwowane w niszach jako rdzawy osad na utworach je wyścielających, czasem na liściach roślin porastających nisze. Zawartość żelaza w wodach reokrenu była ponad dwukrotnie większa niż w wodach podziemnych (tab. 18). Wskazuje to na zasilanie nisz źródłiskowych bezpośrednio przez spływ hipotermiczny, wzbogacający wody powierzchniowe w żelazo z gleb. Z analizy stężenia żelaza w limnokrenie można wnioskować o niewielkiej roli dopływu wód hipodermicznych do niszy źródłiska. Jednakże obserwacje terenowe wskazują na znacznie większe ilościowo i obszarowo wytrącenia związków żelaza na obrzeżach niszy limnokrenu niż w reokrenie. Może to być podyktowane większym czasem retencji wody w niszy limnokrenu. Powyższe spostrzeżenia terenowe potwierdzają wartości modelowe SI w stosunku do minerałów zawierających żelazo. W niszy limnokrenu SI dla tlenków i wodorotlenków żelaza przyjmuje wartości dodatnie, większe niż w reokrenie (tab. 22).

Średnia zawartość siarczanów w wodach podziemnych przez cały rok hydrologiczny była nieco większa niż w wodach powierzchniowych (tab. 18, 19) w obu źródłiskach, a SI dla minerałów siarczanowych we wszystkich punktach obserwacyjnych wskazywał na możliwość ich rozpuszczania (tab. 22).

Charakterystyczną cechą wody w źródłiskach nizinnych jest znaczna zawartość rozpuszczonej materii organicznej [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, b, 2005, 2006a]. Ilościowo ważnym źródłem materii organicznej w niszach źródłiskowych jest glebowa materia organiczna [Chafiq, Gilbert 1993]. Naj-

Tabela 22. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w źródłiskach regionu białostockiego w latach 2002-2003

Minerał		Źródło w dolinie Krzemianki				Źródło w dolinie Sokołdy		
		woda podziemna		woda powierzchniowa		woda pod- ziemna	woda powierzchniowa	
		głębokość 70 cm	głębokość 50 cm	nisza	odpływ		nisza	odpływ
Halit	NaCl	-8,06	-8,13	-8,49	-8,43	-8,94	-9,01	-9,06
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	0,60	0,30	1,31	1,21	1,60	2,00	1,45
Getyt	FeOOH	5,80	5,51	6,53	6,43	6,85	7,28	6,71
Hematyt	Fe ₂ O ₃	13,52	12,94	14,97	14,78	15,61	16,48	15,34
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-1,87	-1,88	-1,96	-1,93	-2,04	-2,12	-2,12
Anhydryt	CaSO ₄	-2,13	-2,14	-2,22	-2,18	-2,30	-2,38	-2,38
Kalcyt	CaCO ₃	-0,07	-0,11	0,02	0,50	0,06	0,25	0,16
Aragonit	CaCO ₃	-0,23	-0,27	-0,14	0,34	-0,09	0,09	0,01
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-1,11	-1,21	-0,91	-0,02	-0,62	-0,34	-0,31
Sydyryt	FeCO ₃	-0,85	-0,97	-0,40	-0,57	-0,76	-0,79	-1,14
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-9,60	-10,42	-7,98	-9,70	-7,19	-6,70	-8,20
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-7,17	-7,26	-6,90	-7,52	-7,40	-7,70	-7,96
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-1,87	-1,87	-1,17	0,54	-1,74	-0,37	-0,71
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-4,75	-4,99	-3,28	-4,43	-4,99	-4,88	-5,84
Kwarc	SiO ₂	0,19	0,16	0,15	0,17	0,08	0,05	0,08
Chalcedon	SiO ₂	-0,30	-0,33	-0,34	-0,32	-0,40	-0,43	-0,40
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-10,39	-10,60	-9,59	-6,87	-8,44	-7,59	-7,47
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-6,93	-9,51	-6,48	-4,63	-8,26	-5,35	-5,21
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-7,55	-7,81	-6,83	-4,06	-5,79	-4,99	-4,81

Źródło: opracowanie własne

więcej glebowej materii organicznej dociera do nisz na terenach trawiastych, nieco mniej na obszarach leśnych. Materia organiczna cechuje się bardzo skomplikowaną migracją w wodach podziemnych. Znaczna jej część podlega przebudowie i rozkładowi w czasie wędrówki wód podziemnych. Procesy te, zachodzące przy udziale bakterii, generalnie polegają na rozkładzie substancji organicznej od form bardziej złożonych do prostych. Znaczna zawartość węgla organicznego w osadach na obrzeżu niszy w reokrenie odpowiada za większy udział DOC w wodach podziemnych zasilających ten wypływ w porównaniu z zawartością DOC w wodzie niszy. Równomierne rozłożenie szczątków organicznych na dnie limnokrenu wpłynęło na brak zróżnicowania stężenia DOC w wodzie wypływu nr 3. Mimo braku różnic w średnim stężeniu DOC w badanych wypływach, w limnokrenie aromatyczność materii organicznej wykazywała zróżnicowanie (tab. 19). Znacznie większe wartości notowano w wodzie podziemnej i w niszy niż w miejscu skoncentrowanego

odpływu wody. W reokrenie aromatyczność materii organicznej była zbliżona w wodach podziemnych i powierzchniowych (tab. 18). Może to wynikać z tempa obiegu wody w obrębie nisz źródłiskowych. W limnokrenie dłuższy czas retencji wody w niszy daje większą możliwość wykorzystania związków węgla przez epiliton, dzięki czemu w wodzie pozostają najmniej przyswajalne części związków organicznych [Romani i in. 2004]. W reokrenie, gdzie woda podziemna szybko przepływa przez niszę, organizmy w niewielkim stopniu mogą zużyć rozpuszczone związki węgla organicznego. Dłuższy czas retencji wody w niszy limnokrenu powoduje też spadek stężenia jonów magnezu, sodu, potasu, siarczanów i żelaza (tab. 19). W niszy limnokrenu stwierdzono większą możliwość wytrącania węglanu wapnia w stosunku do otaczających środowisk wodnych (tab. 22).

W niszach źródeł nizinnych zachodzą intensywne przemiany związków azotu. Mineralizacja szczątków organicznych prowadzi do uwolnienia azotu z ciał białkowych. Źródłem azotu amonowego w wodach jest proces amonifikacji przeprowadzany przez bakterie gnilne i grzyby, trwający przez cały rok [Rheinheimer 1987]. Uwolniony jon NH_4^+ w warunkach tlenowych zostaje utleniony do formy azotanowej w procesie nityfikacji. Stężenie azotu amonowego w wodach podziemnych i powierzchniowych było zbliżone, stężenie zaś azotu azotanowego – znacznie mniejsze w wodach powierzchniowych (tab. 18, 19). Niewielkie różnice stężenia N-NH_4^+ w badanych wodach mogły być tylko pozorne i wynikały z procesów biologicznych i chemicznych zachodzących w wodzie (sorpcja, desorpcja, pobieranie i uwalnianie tego jonu przez organizmy zasiedlające nisze źródłiskowe). W wodach powierzchniowych zanotowano mniejsze stężenie N-NO_3^- (tab. 18, 19). Jony azotanowe z wielu powodów są najważniejszym źródłem azotu dla roślin zielonych. Preferencyjne pobieranie azotanu ma także podłoże metaboliczne: to azotan, a nie amoniak reguluje aktywność enzymów asymilacyjnych. Rośliny nie mogą reagować na zwiększone stężenie NH_4^+ odpowiednio większą aktywnością enzymów i przyspieszeniem asymilacji azotu [Gabryś 2002]. W limnokrenie wody były intensywnie wzbogacane w związki azotu organicznego (tab. 19), które powstawały z obumarłych szczątków organicznych zalegających na dnie i obrzeżach niszy.

Na stężenie ortofosforanów w wodzie w znacznym stopniu wpływa pobieranie ich przez organizmy roślinne. Na obniżenie zawartości PO_4^{3-} wpływa też kompleksowanie tego jonu przez substancje organiczne czy wodorotlenki żelaza. Wzbogacenie wody w ortofosforany zachodzi natomiast w wyniku procesu mineralizacji materii organicznej (przebiegającego intensywniej w cieplej porze roku) oraz wymywania tego związku z warstwy wodonośnej. Przejście żelaza trójwartościowego w dwuwartościowe uwalnia znaczne ilości fosforu,

uprzednio zaadsorbowanego przez wodorotlenki żelaza. Spadkowi stężenia ortofosforanów w wodzie sprzyjają substancje humusowe, które wiążą fosfor w kompleksy mineralno-organiczne [De Haan 1992], i sorpcja na wodorotlenkach żelaza trójwartościowego. W niszach reokrenu i limnokrenu nie stwierdzono dużych różnic w zawartości jonu ortofosforanowego w wodzie, co nie oznacza, że nie zachodzą reakcje wiążące bądź uwalniające ten jon. Większa zawartość fosforu całkowitego w wodach podziemnych wynika ze znacznego udziału w puli fosforu połączeń organicznych, które mają kilkakrotnie większą możliwość migracji wodnej w porównaniu z formami mineralnymi. Indeks nasycenia w stosunku do minerałów zawierających fosfor jest w niewielkim stopniu zróżnicowany w wodach nisz źródłiskowych (tab. 22), choć zmienia się znacznie w ciągu roku hydrologicznego (tab. 23a, b, c, 24a, b, c).

Tabela 23. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródła nr 1 w dolinie Krzemianki

a) styczeń 2003

Minerał		Woda podziemna		Woda powierzchniowa	
		p1	p2	nisza	odpływ
Halit	NaCl	-8,23	-8,21	-8,46	-8,58
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	0,46	0,15	2,48	0,77
Getyt	FeOOH	5,64	5,33	7,60	5,81
Hematyt	Fe ₂ O ₃	13,19	12,58	17,12	13,52
Kalcyt	CaCO ₃	0,28	0,32	0,82	0,84
Aragonit	CaCO ₃	0,12	0,16	0,66	0,67
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-0,97	-0,32	0,38	0,58
Sydyryt	FeCO ₃	-0,77	-0,80	-0,38	-0,17
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-1,89	-1,91	-1,95	-1,91
Anhydryt	CaSO ₄	-2,15	-2,17	-2,20	-2,17
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-11,61	-12,70	-7,64	-13,36
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-7,45	-7,54	-7,62	-7,36
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	0,41	0,49	2,69	2,52
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-4,29	-4,49	-3,51	-2,98
Kwarc	SiO ₂	0,35	0,26	0,37	0,38
Chalcedon	SiO ₂	-0,14	-0,23	-0,13	-0,12
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-9,16	-7,40	-4,93	-4,15
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-5,82	-4,80	-2,92	-2,30
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-6,02	-4,42	-1,79	-1,02

b) marzec 2003

Minerał		Woda podziemna		Woda powierzchniowa	
		p1	p2	nisza	odpływ
Halit	NaCl	-8,27	-8,32	-8,52	-8,46
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	1,11	1,58	2,42	1,84
Getyt	FeOOH	6,29	6,76	7,54	6,95
Hematyt	Fe ₂ O ₃	14,49	15,45	16,99	15,81
Kalcyt	CaCO ₃	0,16	0,09	0,54	0,50
Aragonit	CaCO ₃	0	-0,07	0,38	0,34
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-0,39	-0,83	0,02	-0,12
Syderyt	FeCO ₃	-1,23	-0,92	-1,08	-0,75
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-2,04	-1,94	-2,00	-1,98
Anhydryt	CaSO ₄	-2,29	-2,20	-2,26	-2,23
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-9,24	-8,25	-6,98	-8,70
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-7,93	-7,46	-8,10	-7,70
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-1,09	-0,67	1,23	1,13
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-6,13	-4,76	-5,53	-4,47
Kwarc	SiO ₂	0,14	0,11	0,10	0,03
Chalcedon	SiO ₂	-0,35	-0,39	-0,40	-0,47
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-8,63	-9,41	-6,79	-7,23
Sepiolit	Mg ₂ Si ₄ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-5,81	-6,40	-4,62	-5,01
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-5,89	-4,76	-4,18	-4,76

c) lipiec 2003

Minerał		Woda podziemna		Woda powierzchniowa	
		p1	p2	nisza	odpływ
Halit	NaCl	-8,27	-8,23	-8,56	-8,65
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	-0,60	-1,75	0,91	0,02
Getyt	FeOOH	4,61	3,45	6,21	5,40
Hematyt	Fe ₂ O ₃	11,14	8,82	14,34	12,74
Kalcyt	CaCO ₃	-0,29	-0,63	0,18	0,50
Aragonit	CaCO ₃	-0,45	-0,79	0,03	0,35
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-1,55	-2,36	-0,56	0
Syderyt	FeCO ₃	-2,14	-2,17	-1,22	-0,23
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-1,98	-1,96	-2,03	-2,02
Anhydryt	CaSO ₄	-2,24	-2,21	-2,28	-2,27
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-13,72	-16,14	-10,50	-14,03
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-8,35	-8,01	-7,98	-7,34
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-2,92	-4,67	-0,90	0,26
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-8,55	-8,53	-6,27	-3,81
Kwarc	SiO ₂	0,36	0,31	0,14	0,27
Chalcedon	SiO ₂	-0,13	-0,18	-0,34	-0,20
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-10,99	-13,53	-8,37	-6,34
Sepiolit	Mg ₂ Si ₄ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-7,05	-8,81	-5,75	-4,24

p1 – woda podziemna z głębokości 70 cm; p2 – woda podziemna z głębokości 30 cm. Źródło: opracowanie własne

Tabela 24. Wartości indeksu nasylenia względem minerałów w limnokrenie w dolinie Sokółdy
a) styczeń 2003

Minerał		Woda podziemna	Woda powierzchniowa	
			nisza	odpływ
Halit	NaCl	-9,06	-9,11	-9,16
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	1,85	2,11	2,92
Getyt	FeOOH	7,03	7,29	8,09
Hematyt	Fe ₂ O ₃	15,98	16,50	18,09
Kalcyt	CaCO ₃	0,24	0,48	0,56
Aragonit	CaCO ₃	0,08	0,32	0,40
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-0,25	0,28	0,13
Syderyt	FeCO ₃	-1,00	-1,35	-0,93
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-2,01	-2,11	-2,08
Anhydryt	CaSO ₄	-2,27	-2,37	-2,34
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-7,65	-7,98	-5,80
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-7,76	-8,45	-8,07
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-0,83	0,67	1,29
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-5,72	-6,64	-5,23
Kwarc	SiO ₂	0,13	0,17	0,13
Chalcedon	SiO ₂	-0,36	-0,32	-0,36
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-7,00	-5,27	-5,83
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-4,76	-3,52	-3,94
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-4,29	-2,49	-3,12

b) marzec 2003

Minerał		Woda podziemna	Woda powierzchniowa	
			nisza	odpływ
Halit	NaCl	-8,96	-9,04	-9,04
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	1,08	2,35	1,93
Getyt	FeOOH	6,27	7,55	7,12
Hematyt	Fe ₂ O ₃	14,46	17,02	16,16
Kalcyt	CaCO ₃	-0,09	0,40	0,22
Aragonit	CaCO ₃	-0,24	0,24	0,07
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-0,50	0,01	-0,15
Syderyt	FeCO ₃	-1,36	-1,18	-1,23
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-2,26	-2,22	-2,21
Anhydryt	CaSO ₄	-2,52	-2,48	-2,47
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-9,55	-7,23	-7,90
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-8,04	-8,31	-8,17
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-2,44	0,47	-0,20
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-6,68	-5,98	-5,91
Kwarc	SiO ₂	0,17	0,09	0,20
Chalcedon	SiO ₂	-0,32	-0,40	-0,29
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-7,60	-6,31	-6,55
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-5,08	-4,37	-4,34
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-4,80	-3,68	-3,70

c) lipiec 2003

Minerał		Woda podziemna	Woda powierzchniowa	
			nisza	odpływ
Halit	NaCl	-9,41	-9,58	-9,68
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	-0,12	0,93	0,68
Getyt	FeOOH	5,22	6,36	6,02
Hematyt	Fe ₂ O ₃	12,37	14,68	13,97
Kalcyt	CaCO ₃	-0,08	0,12	0,06
Aragonit	CaCO ₃	-0,24	-0,03	-0,09
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-0,97	-0,68	-0,63
Syderyt	FeCO ₃	-1,86	-1,37	-1,40
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-2,12	-2,24	-2,24
Anhydryt	CaSO ₄	-2,38	-2,49	-2,50
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-12,78	-11,04	-12,17
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-8,46	-8,33	-8,27
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-3,18	-1,10	-1,30
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-8,82	-6,86	-6,73
Kwarc	SiO ₂	0,09	0,06	0,12
Chalcedon	SiO ₂	-0,39	-0,41	-0,36
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-9,30	-8,27	-8,17
Sepiolit	Mg ₃ Si ₂ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-6,48	-5,93	-5,68
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-6,58	-5,57	-5,40

Źródło: opracowanie własne

Wyliczone wartości współczynników migracji wodnej dla większości pierwiastków były zbliżone w badanym środowisku. Dwa kationy (wapń i magnez) należały do pierwiastków łatwo ruchliwych, pozostałe (sód, potas, żelazo i fosfor) do pierwiastków bardzo ruchliwych [Macioszczyk 1987]. Zbliżone współczynniki migracji wodnej wapnia, magnezu, sodu i fosforu w osadach nisz źródłkowych są pochodną podobnej zawartości wymienionych pierwiastków w osadach nisz źródłkowych. Znacznie większa możliwość migracji wodnej żelaza w reokrenie była przyczyną większego stężenia tego jonu w wodzie (tab. 18, 25). Mimo różnych wartości współczynników migracji wodnej potasu, nie stwierdzono różnic w koncentracji tego jonu w wodach podziemnych i powierzchniowych. Wyliczone współczynniki migracji wodnej są charakterystyczne dla utworów wodonośnych płytkich wód podziemnych dających początek rzekom. Uzyskane wartości współczynników migracji wodnej dla strefy aeracji i saturacji w Białymstoku [Małecki 1998] są zdecydowanie różne, a najbardziej ruchliwym pierwiastkiem we wspomnianych badaniach był wapń.

W reokrenie mieszanie się wód z różnych kierunków zlewni powodowało niewielki wzrost wskaźnika chlorkowego dla Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻ i PO₄³⁻ (tab. 26). Podobne wyniki uzyskano w limnokrenie. Zmiany wskaźnika chlorkowego w obu wyptywach nie były istotne statystycznie.

Tabela 25. Współczynniki migracji wodnej wybranych pierwiastków w drenowanych poziomach wodonośnych w źródłiskach w dolinie Krzemianki (nr 1) i w dolinie Sokotydy (nr 3)

Parametr	Źródło nr 1	Źródło nr 3
Wapń	9,1	9,1
Magnez	5,1	5,0
Sód	115,9	116,3
Potas	38,4	12,8
Żelazo	31,2	14,4
Fosfor	25,4	20,4

Źródło: badania i opracowanie własne

Tabela 26. Wskaźniki chlorkowe dotyczące efektu mieszania się wód w niszach źródeł nr 1 i 3

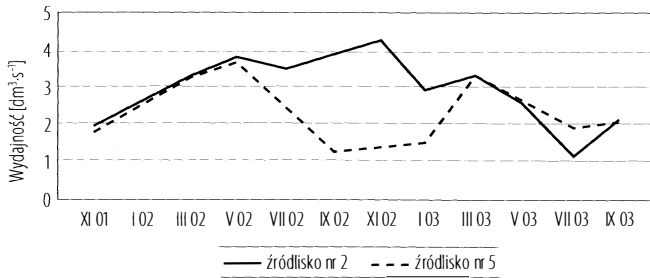
Objekt		Ca/Cl	Mg/Cl	Na/Cl	K/Cl	NH ₄ /Cl	HCO ₃ /Cl	SO ₄ /Cl	NO ₃ /Cl	PO ₄ /Cl
Wyływ nr 1	p1	6,99	1,08	0,76	0,02	0,02	7,48	1,09	0,05	0,01
	p2	7,14	1,02	0,66	0,02	0,02	6,93	1,06	0,06	0,01
	N	8,75	1,41	0,48	0,03	0,02	8,81	1,17	0,05	0,02
	0	9,09	1,18	0,60	0,03	0,02	9,25	1,33	0,05	0,01
Wyływ nr 3	p2	16,32	4,02	0,83	0,13	0,05	27,92	2,45	0,14	0,02
	N	17,01	3,30	0,77	0,11	0,04	28,59	2,10	0,12	0,02
	0	17,00	5,22	0,74	0,10	0,05	19,59	2,33	0,09	0,03

p1 – woda podziemna z głębokości 70 cm; p2 – woda podziemna z głębokości 30 cm; N – woda w niszy źródła; 0 – skoncentrowany odpływ wody z niszy. Źródło: badania i opracowanie własne

3. Wpływ zagospodarowania zlewni powierzchniowej źródeł na kierunek przekształcenia cech fizyczno-chemicznych wody w niszach źródeł

Zróznicowanie właściwości fizyczno-chemicznych wody w niszy źródłiskowej jest spowodowane przez nakładające się na siebie czynniki: geogeniczny i antropogeniczny [Górniak, Jekatierynczuk-Rudczyk 1997, Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, b]. Czynniki geogeniczny jest związany z naturalnym zróżnicowaniem wód dopływających do niszy i wynika z przestrzennego i głębokościowego zasięgu drenażu wodonośca przez źródło, natomiast czynnik antropogeniczny jest generowany przez sposób zagospodarowania zlewni i podatność warstwy wodonośnej na zanieczyszczenia [Ziułkiewicz 2007]. Koniec XX i początek XXI wieku zaznaczył się intensyfikacją badań nad dostawą antropogenicznych zanieczyszczeń do wód podziemnych, zwłaszcza związków biogenych [Różkowski 1996, 1999, Tyc 1997, Siwek 2001, 2004, Chełmicki, Siwek 2001].

W analizach statystycznych wyodrębniono szereg prawidłowości hydrochemicznych, którym podlega woda w początkowych odcinkach biegu rzek [Jekatierynczuk-Rudczyk 2006a]. W związku z coraz większym stopniem



Rysunek 15. Zmiany wydajności źródeł w rezerwacie Budzisk (nr 2) i w Turczynie (nr 5) w latach 2002-2003

Źródło: badania i opracowanie własne

antropogenizacji środowiska zasadne wydaje się prześledzenie tempa zmian składu chemicznego wody podziemnej w źródłach położonych w krajobrazie antropogenicznym. Na terenach użytkowanych gospodarczo wody podlegają procesowi eutrofizacji, co oznacza stopniowe wzbogacanie zbiorników wodnych w substancje pokarmowe. Eutrofizacja jest uważana za proces antropogeniczny, spowodowany zmianami w zlewni [Kajak 1994].

Do porównania różnic w przekształceniach cech fizyczno-chemicznych wody w niszach źródłowych wybrano dwa reokreny: w rezerwacie Budzisk (źródło nr 2) na terenie Puszczy Knyszyńskiej i w sąsiedztwie miejscowości Turczyn (źródło nr 5) na południe od Białegostoku (Aneks 7, 10). Porównanie podstawowych parametrów fizyczno-chemicznych wody wskazuje na początkowe stadia przekształcenia składu chemicznego wody w źródle w pobliżu Turczyna. Zagospodarowanie zlewni na tym obszarze (strefa podmiejska Białegostoku) jest głównym powodem, dla którego wybrano ten wpływ, jako reprezentacyjny dla terenów potencjalnie zanieczyszczonych. Jakość wody w źródłach determinuje warunki życia organizmów. Konsekwencją zanieczyszczenia wód źródłanych jest degradacja warunków życia, zarówno ludzi, jak i zwierząt i roślin.

Badane źródła cechowały się podobną wydajnością średnią: źródło w rezerwacie Budzisk – $2,9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, źródło w Turczynie – $2,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Zmienność wydajności w czasie w obu wypływach była nieco inna (rys. 15), ale wartość współczynnika zmienności wydajności w obu źródłach była zbliżona – 32% w rezerwacie Budzisk i 35% w Turczynie. W źródle nr 2 wydajność w okresie letnio-jesiennym 2002 utrzymywała się na poziomie notowanym wiosną, w źródle nr 5 zanotowano wyraźne zmniejszenie wydatku w okresie jesienno-zimowym.

Tabela 27. Charakterystyka hydrochemiczna reokrenu w dolinie Migówki (źródło nr 2) w latach 2002-2003

Parametry	Woda podziemna (a)	Woda powierzchniowa (b)	Wielkość zmiany cechy [%]	Różnice statystycznie istotne
<i>Liczba próbek</i>	12	12		
Temperatura wody [°C]	8,55 ± 2,40	8,58 ± 1,85	0	
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	363 ± 13	358 ± 35	-1	
Odczyn wody [pH]	7,37 ± 0,23	7,47 ± 0,41	+1	
Tlen rozpuszczony [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	6,97 ± 2,07	8,15 ± 2,16	+17	
SWWT [%]	64 ± 21	72 ± 19	+13	
Eh [mV]	192 ± 31	194 ± 30	+1	
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	34 ± 40	14 ± 7	-59	
Ca ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	75,7 ± 5,6	78,8 ± 7,3	+4	
Mg ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	13,6 ± 8,5	7,78 ± 3,44	-43	
Na ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,43 ± 2,78	4,60 ± 4,54	+34	
K ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,97 ± 1,05	1,12 ± 1,48	+16	
HCO ₃ ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	257 ± 29	271 ± 35	+6	
SO ₄ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	26,7 ± 5,5	20,3 ± 4,0	-24	a-b
Cl ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	11,0 ± 12,0	9,2 ± 8,6	-16	
Si-SiO ₃ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	4,23 ± 1,32	4,14 ± 1,29	-2	
Fe ²⁺³⁺ [$\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$]	123 ± 97	71 ± 85	-42	
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	2,59 ± 2,05	2,15 ± 3,70	-17	
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	21,4 ± 11,5	43,6 ± 55,4	+104	
N-NH ₄ ⁺ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	199 ± 110	155 ± 63	-22	
N-NO ₃ ⁻ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	349 ± 92	180 ± 46	-48	a-b
Azot organiczny [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	1 468 ± 910	1 171 ± 1 013	-20	
P-PO ₄ ³⁻ [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	75 ± 30	61 ± 20	-19	
Fosfor całkowity [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	185 ± 99	183 ± 129	-1	

Wielkość zmiany cechy wody podano w procentach w stosunku do wód podziemnych zasilających niszę; + wzrost wartości; – spadek wartości (statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana); EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

Woda w obu źródłiskach charakteryzowała się wodorowęglanowo-wapniowym typem hydrochemicznym. W reokrenie leśnym większe znaczenie w sumie kationów odgrywał magnez, który stanowił prawie 20% kationów, w reokrenie podmiejskim w sumie kationów istotne znaczenie miał potas (tab. 8). W obu niszach źródłiskowych stwierdzono zbliżone średnie stężenie rozpuszczonych związków mineralnych w wodzie (tab. 27, 28) oraz średnie stężenie większości makroelementów. Stężenie pierwiastków biogennych w wodzie również było podobne. Znacznie większe różnice stężenia parametrów chemicznych pomiędzy wpływami zanotowano w przypadku wód podziemnych zasilających niszę źródłiskowe (tab. 27, 28). Wskazuje to na stopień przekształcenia środowiska w zlewniach podziemnych analizowanych źródeł. Przekształce-

Tabela 28. Charakterystyka hydrochemiczna reokrenu w dolinie Horodnianki (źródło nr 5) w latach 2002-2003

Parametry	Woda podziemna (a)	Woda powierzchniowa (b)	Wielkość zmiany cechy [%]	Różnice statystycznie istotne
<i>Liczba próbek</i>	12	12		
Temperatura wody [°C]	8,36 ± 1,71	9,12 ± 3,14	+9	
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	412 ± 51	335 ± 53	-19	
Odczyn wody [pH]	7,30 ± 0,34	7,51 ± 0,47	+3	
Tlen rozpuszczony [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	5,28 ± 3,22	7,64 ± 2,65	+45	
SWWT [%]	48 ± 28	68 ± 27	+42	
Eh [mV]	-2 ± 185	157 ± 87	+79	a-b
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	38 ± 32	12 ± 5	-68	a-b
Ca ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	83,8 ± 9,2	73,2 ± 12,4	-13	
Mg ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	10,80 ± 5,22	7,18 ± 2,13	-33	
Na ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	4,96 ± 3,63	4,32 ± 4,21	-13	
K ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	1,78 ± 2,19	1,53 ± 2,63	-14	
HCO ₃ ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	259 ± 61	234 ± 61	-10	
SO ₄ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	35,4 ± 9,1	27,3 ± 9,5	-23	
Cl ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	13,3 ± 6,3	6,4 ± 1,4	-52	a-b
Si-SiO ₃ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,40 ± 2,03	3,58 ± 0,49	+5	
Fe ²⁺³⁺ [$\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$]	131 ± 76	87 ± 69	-34	a-b
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	6,89 ± 7,06	2,21 ± 2,39	-68	a-b
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	47,3 ± 61,1	26,6 ± 18,0	-44	a-b
N-NH ₄ ⁺ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	421 ± 555	211 ± 155	-50	a-b
N-NO ₃ ⁻ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	437 ± 393	654 ± 357	+50	a-b
Azot organiczny [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	2347 ± 2002	1528 ± 893	-35	a-b
P-PO ₄ ³⁻ [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	102 ± 117	97 ± 96	-5	
Fosfor całkowity [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	239 ± 170	226 ± 130	-5	

Wielkość zmiany cechy wody podano w procentach w stosunku do wód podziemnych zasilających niszę; + wzrost wartości; – spadek wartości (statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana); EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

nie środowiska przyrodniczego w strefie podmiejskiej Białegostoku najlepiej odzwierciedlają takie parametry wody podziemnej jak: stopień wysycenia wody tlenem (mniejszy w wodzie podziemnej zasilającej źródło w Turczynie średnio o 20%), potencjał oksydacyjno-redukcyjny (w wodzie podziemnej okolic Turczyna osiągający wartość ujemną) czy azot amonowy (średnia wartość tej cechy w wodzie podziemnej okolic Turczyna przekraczała 400 $\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$).

Trzykrotnie większy udział frakcji gruboziarnistych o $\varnothing > 1\text{ mm}$ w osadach w niszy źródła w rezerwacie Budzisk (tab. 29) wpłynął na większy współczynnik filtracji utworów wodonośnych, wynoszący powyżej $10^{-3}\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. W osadach z niszy źródła w Turczynie stwierdzono znacznie mniejszy udział frakcji gruboziarnistych o $\varnothing > 1\text{ mm}$, ale zdecydowanie większy udział frakcji

Tabela 29. Skład granulometryczny osadów (%) nisz źródłiskowych

Źródłiska	Ø>1 mm	Ø<1 mm					
		Piasek	Pył		Ił		
			1 - 0,1	0,1 - 0,05	0,05 - 0,02	0,02 - 0,006	0,006 - 0,002
Nr 1	36,4	68	22	4	5	1	0
Nr 5	12,8	82	8	6	2	1	1

Przedziały frakcji granulometrycznych podano w mm; skład frakcji o Ø<1 mm podano w stosunku do 100%. Źródło: badania i opracowanie własne

Tabela 30. Właściwości fizyczno-chemiczne osadów w niszach źródeł nr 2 i 5

Obiekt	pH H ₂ O	pH KCl	CaCO ₃	Corg	SiO ₂	Ca	Mg	Na	K	Fe	P
			%								
Źródłisko nr 2	7,50	7,19	4,72	1,55	86	3,0	16,9	0,024	0,062	0,058	0,022
Źródłisko nr 5	7,60	7,49	1,13	1,71	97	1,6	0,2	0,021	0,012	0,002	0,002

Źródło: badania i opracowanie własne

piasku. Pozwoliło to na zakwalifikowanie tych osadów jako utwory o dobrej przepuszczalności, których współczynnik filtracji zawierał się w granicach 10^{-4} - 10^{-3} m·s⁻¹. Utwory wyścielające niszę źródłiska w rezerwacie Budzisk zaliczono do piasków słabogliniastych, a w Turczynie – do piasków luźnych. Różnice stężenia parametrów w wodzie podziemnej i powierzchniowej w źródłiskach (tab. 27, 28) mogły wynikać też ze składu chemicznego osadów wypełniających nisze (tab. 30). Osady w wypływie nr 2 cechowały się znaczną zawartością węglanów (4,72%). W źródłisku nr 5, wyścielonym utworami piaszczystymi, zawartość węglanów w osadach była prawie pięć razy mniejsza niż w Budzisku. Zawartość wapnia w osadach źródłiska nr 5 była o połowę mniejsza niż w Budzisku, a magnezu zanotowano jedynie 0,2%. Zawartość krzemianów w osadach sięgała 97%, co potwierdza ich klasyfikację do grupy piasków luźnych. Mimo różnych cech fizyczno-chemicznych osadów w obu niszach źródłiskowych, stężenie makroelementów w wodzie było podobne. Wynika to raczej ze skutków antropogenizacji środowiska przyrodniczego strefy podmiejskiej niż z właściwości geogenicznych krążenia płytkich wód podziemnych.

Skład chemiczny osadów w reokrenie podmiejskim wskazuje na swobodny przepływ zanieczyszczeń w wodach podziemnych zasilających źródłisko. Jest to związane z niewielkimi właściwościami sorpcyjnymi skał budujących warstwę wodonośną. Z właściwościami sorpcyjnymi utworów należy wiązać zróżnicowanie wartości współczynników migracji wodnej pierwiastków w drenowanych poziomach wodonośnych (tab. 31). Wyliczone wartości współczynników migracji wodnej dla większości pierwiastków były zróżnicowane w wodzie badanych źródeł. W reokrenie leśnym do pierwiastków ruchliwych

Tabela 31. Współczynniki migracji wodnej wybranych pierwiastków w drenowanych poziomach wodonośnych w źródłisku nr 2 w dolinie Migówki i w źródłisku nr 5 w Turczynie

Parametr	Reokren leśny	Reokren podmiejski
Wapń	7,1	12,9
Magnez	0,2	11,7
Sód	44,4	50,0
Potas	4,6	26,0
Żelazo	0,5	10,0
Fosfor	2,3	23,7

Źródło: badania i opracowanie własne

Tabela 32. Wskaźniki chlorkowe dotyczące efektu mieszania się wód w niszach źródeł niskich

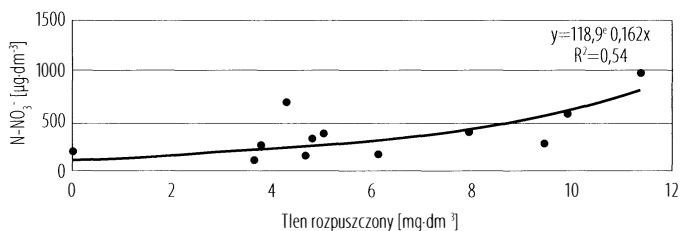
Objekt		Ca/Cl	Mg/Cl	Na/Cl	K/Cl	NH ₄ /Cl	HCO ₃ /Cl	SO ₄ /Cl	NO ₃ /Cl	PO ₄ /Cl
Źródłisko nr 2	p	12,19	3,61	0,48	0,08	0,05	13,59	1,79	0,08	0,02
	N	15,11	2,46	0,77	0,11	0,04	17,08	1,63	0,05	0,02
Źródłisko nr 5	p	11,01	2,34	0,57	0,12	0,08	11,70	1,94	0,08	0,03
	N	20,30	3,28	1,04	0,22	0,08	21,30	2,69	0,26	0,05

p – woda podziemna z głębokości 30 cm; N – woda w niszy wypływu. Źródło: badania i opracowanie własne

zaliczono magnez i żelazo. Pierwiastki łatwo ruchliwe w źródłisku nr 2 to: wapń, potas i fosfor. Jedynie sód cechował się w tym wypływie bardzo dużą ruchliwością. W reokrenie podmiejskim wszystkie pierwiastki należały do bardzo ruchliwych w środowisku wód podziemnych (tab. 31).

Mimo zbliżonych wartości stężenia chlorków w obu źródłiskach, wskaźnik sodowo-chlorkowy w niszy reokrenu podmiejskiego przekracza wartość 1, co świadczy o początkowym stadium antropopresji (tab. 32). W obu wypływach w niszy stwierdzono zwiększenie wskaźnika Ca/Cl. Jest to efekt zmniejszenia w obu niszach stężenia chlorków. Wzrost wskaźnika chlorkowego w niszach źródeł dotyczył również innych jonów: Na⁺, K⁺, HCO₃⁻. W reokrenie podmiejskim prawie wszystkie wartości wskaźników chlorkowych rosły w niszy. Jedynie wskaźnik NH₄/Cl nie wykazywał zmian. W reokrenie leśnym stwierdzono spadek wskaźnika magnezowo-chlorkowego, amonowo-chlorkowego, azotanowo-chlorkowego i siarczanowo-chlorkowego. W niszy źródła w rezerwacie Budzisk małał wskaźnik magnezowo-chlorkowy i azotanowo-chlorkowy. Na tym samym poziomie pozostał w źródłisku w rezerwacie Budzisk wskaźnik ortofosforanowo-chlorkowy.

Przekształcenia jakości wody w trakcie zmiany obiegu z podziemnego na powierzchniowy w reokrenach o różnym zagospodarowaniu zlewni powierzchniowej były odmienne, znacznie większe w reokrenie podmiejskim (tab. 27, 28). Prawie o 20% zmniejszała się w tym źródłisku przewod-



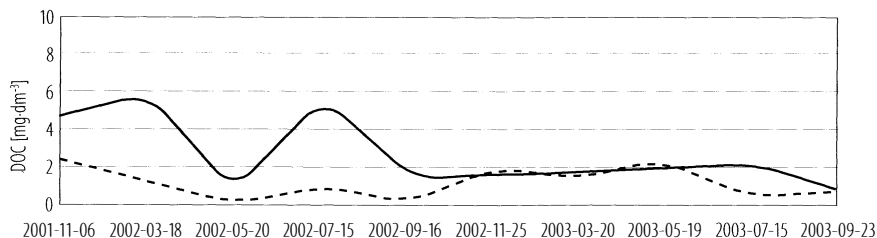
Rysunek 16. Zależność stężenia azotu azotanowego od tlenu rozpuszczonego w wodzie źródła nr 5

Źródło: badania i opracowanie własne

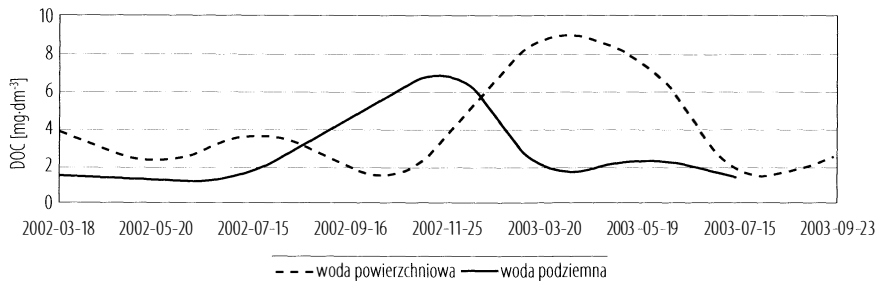
ność elektrolityczna wody. Wraz z jej spadkiem stwierdzono ubytek w wodzie powierzchniowej większości makroelementów, w tym związków azotu, fosforu i DOC. Znacznie (o 50%) w niszy źródła w Turczyni wzrosła zawartość azotu azotanowego (tab. 28). Wzrost zawartości tego parametru nawiązywał do wzrostu wysycenia wody tlenem, którego zawartość wzrosła aż o 45% (rys. 16). W niszy reokrenu leśnego istotnie malało stężenie form azotu i fosforu. Stężenie rozpuszczonych związków węgla organicznego zmniejszyło się w tym źródle nieznacznie, ale rosła wartość aromatyczności materii organicznej (tab. 27). Zagospodarowanie zlewni powierzchniowej wpływało na dynamikę stężenia DOC w wodach podziemnych i powierzchniowych obu źródeł. W reokrenie leśnym w wodzie powierzchniowej stężenie DOC zmieniło się w najmniejszym stopniu (współczynnik zmienności wynosił 79%). W reokrenie strefy podmiejskiej zarówno w wodach podziemnych, jak i powierzchniowych stężenie DOC cechowało się dużą zmiennością (rys. 17a, b) (w obu typach wody współczynnik zmienności przekraczał 100%). Odwrotnie zmieniała się wartość aromatyczności materii organicznej w wodach (rys. 18a, b). W obu wypływach większą dynamikę tego parametru stwierdzono w wodzie podziemnej. W reokrenie leśnym aromatyczność materii organicznej malała wraz ze wzrostem stężenia DOC w niszy wypływu ($r = -0,66$; $p < 0,05$), w reokrenie podmiejskim ta zależność była odwrotna, choć nieistotna statystycznie. W wodzie podziemnej docierającej do nisz źródłowych nie stwierdzono istotnej statystycznie zależności pomiędzy wartościami DOC i SUVA.

Wyrazem odmienności zmian cech fizyczno-chemicznych wody w źródle leśnym i podmiejskim jest też indeks nasycenia względem minerałów (tab. 33). Indeks nasycenia pomiędzy wodą podziemną i powierzchniową w źródle w Turczyni różnił się znacznie względem minerałów zawierających żelazo, siarczany oraz krzemiany magnezu. Większe zróżnicowanie SI w obrębie nisz źródłowych wystąpiło w strefie podmiejskiej. Spostrzeżenia ogólne potwierdza wartość SI wyliczona dla obu źródeł w marcu

a) źródło nr 2



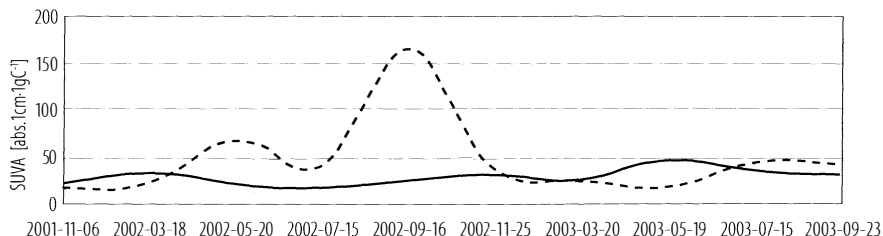
b) źródło nr 5



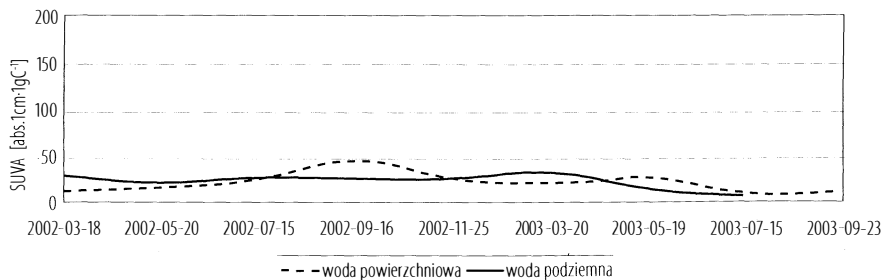
Rysunek 17. Zmiany stężenia DOC w wodach źródeł w latach 2002-2003; a) źródło nr 2 w rezerwacie Budzisk, b) źródło nr 5 w Turczynie

Źródło: badania i opracowanie własne

a) źródło nr 2



b) źródło nr 5



Rysunek 18. Zmiany SUVA w wodach źródeł w latach 2002-2003; a) źródło nr 2 w rezerwacie Budzisk, b) źródło nr 5 w Turczynie

Źródło: badania i opracowanie własne

Tabela 33. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródła nr 2 w dolinie Migówki i źródła nr 5 w dolinie Horodnianki

Minerał		Źródło w dolinie Migówki		Źródło w dolinie Horodnianki	
		woda podziemna	woda powierzchniowa	woda podziemna	woda powierzchniowa
Halit	NaCl	-6,29	-6,24	-6,05	-6,42
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	1,65	1,72	-1,81	1,39
Getyt	FeOOH	6,93	6,99	3,46	6,69
Hematyt	Fe ₂ O ₃	15,78	15,92	8,85	15,30
Kalcyt	CaCO ₃	2,58	2,72	2,53	2,68
Aragonit	CaCO ₃	2,42	2,56	2,38	2,53
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	4,28	4,30	4,04	4,24
Syderyt	FeCO ₃	1,48	1,35	1,45	1,49
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	0,33	0,24	0,47	0,35
Anhydryt	CaSO ₄	0,08	-0,01	0,22	0,10
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-2,48	-2,74	-12,19	-3,38
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-5,31	-5,69	-5,16	-5,40
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	6,27	6,55	6,47	7,30
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-0,77	-1,50	-0,57	-0,51
Kwarc	SiO ₂	1,89	1,88	1,80	1,81
Chalcedon	SiO ₂	1,41	1,40	1,32	1,33
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-2,81	-2,95	-3,78	-2,83
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	0,90	0,79	0,11	0,72
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	3,48	3,32	2,32	3,30

Źródło: opracowanie własne

i lipcu 2003 (tab. 34a, b, 35a, b). Wiosną w wodzie źródła w rezerwacie Budzisk wartość SI pomiędzy wodą podziemną i powierzchniową była zbliżona. Latem woda w niszy tego źródła miała większą możliwość rozpuszczania minerałów zawierających siarczan żelaza, fosforan wapnia i żelaza oraz krzemiany magnezu (tab. 34b). W źródle w zlewni Horodnianki, zarówno wiosną, jak i latem, w niszy wypływu istniała możliwość wytrącania minerałów zawierających żelazo. Latem proces ten mógł zachodzić znacznie łatwiej, a na dnie i obrzeżach niszy pojawiał się rdzawy nalot. Wystąpienie tego procesu potwierdza wysoki SI w lipcu, wyliczony na podstawie składu fizyczno-chemicznego wody w niszy źródła w Turczynie (tab. 35b).

Tabela 34. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródła nr 2 w rezerwacie Budzisk w marcu i lipcu 2003

a) marzec 2003

Minerał		Woda podziemna	Woda powierzchniowa
Halit	NaCl	-9,16	-9,21
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	0,31	0,80
Getyt	FeOOH	5,47	5,97
Hematyt	Fe ₂ O ₃	12,85	13,84
Kalcyt	CaCO ₃	-0,20	-0,05
Aragonit	CaCO ₃	-0,36	-0,21
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-1,05	-0,93
Syderyt	FeCO ₃	-1,46	-1,43
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-2,30	-2,29
Anhydryt	CaSO ₄	-2,55	-2,55
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-11,84	-10,60
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-8,05	-8,17
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-1,96	-1,46
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-6,21	-6,33
Kwarc	SiO ₂	0,22	0,19
Chalcedon	SiO ₂	-0,28	-0,30
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-9,10	-9,08
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-5,98	-6,01
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-6,24	-6,26

b) lipiec 2003

Minerał		Woda podziemna	Woda powierzchniowa
Halit	NaCl	-10,08	-9,72
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	0,37	-0,31
Getyt	FeOOH	5,82	5,06
Hematyt	Fe ₂ O ₃	13,58	12,07
Kalcyt	CaCO ₃	-0,11	-0,14
Aragonit	CaCO ₃	-0,26	-0,29
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-0,98	-1,28
Syderyt	FeCO ₃	-0,78	-1,41
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-2,21	-2,32
Anhydryt	CaSO ₄	-2,47	-2,57
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-11,55	-13,59
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-7,50	-8,17
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-1,08	-2,48
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-4,27	-6,85
Kwarc	SiO ₂	0,13	-0,16
Chalcedon	SiO ₂	-0,34	-0,63
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-8,91	-10,62
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-6,26	-7,81
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-6,05	-8,38

Źródło: opracowanie własne

Tabela 35. Wartości indeksu nasylenia względem minerałów w wodzie źródłiska nr 5 w Turczyni w marcu i lipcu 2003

a) marzec 2003

Minerał		Woda podziemna	Woda powierzchniowa
Halit	NaCl	-8,84	-9,19
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	-0,70	0,17
Getyt	FeOOH	4,43	5,28
Hematyt	Fe ₂ O ₃	10,78	12,47
Kalcyt	CaCO ₃	-0,49	-0,56
Aragonit	CaCO ₃	-0,65	-0,71
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-1,94	-2,10
Syderyt	FeCO ₃	-1,20	-1,47
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-2,28	-2,34
Anhydryt	CaSO ₄	-2,54	-2,60
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-13,44	-11,63
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-7,47	-7,73
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-1,85	-3,07
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-4,17	-5,68
Kwarc	SiO ₂	0,37	0,13
Chalcedon	SiO ₂	-0,12	-0,37
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-12,06	-11,84
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-7,68	-7,91
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-8,90	-9,18

b) lipiec 2003

Minerał		Woda podziemna	Woda powierzchniowa
Halit	NaCl	-8,36	-9,75
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	-6,05	1,25
Getyt	FeOOH	-0,67	6,65
Hematyt	Fe ₂ O ₃	0,60	15,24
Kalcyt	CaCO ₃	-0,31	-0,17
Aragonit	CaCO ₃	-0,46	-0,32
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-1,22	-1,21
Syderyt	FeCO ₃	-0,69	-0,80
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-1,97	-2,20
Anhydryt	CaSO ₄	-2,22	-2,45
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-28,44	-8,45
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-6,94	-7,42
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-3,79	-0,85
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-4,93	-3,93
Kwarc	SiO ₂	-0,01	-0,02
Chalcedon	SiO ₂	-0,49	-0,49
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-10,48	-9,62
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-7,48	-6,94
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-7,95	-7,09

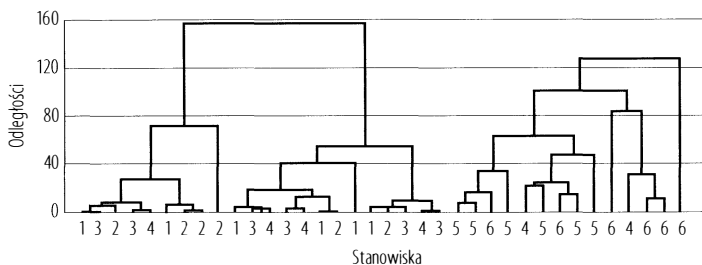
Źródło: opracowanie własne

4. Zróznicowanie cech fizycznych i chemicznych wody w obrębie niszy źródłiskowej

Rozwijające się w niszach źródłiskowych organizmy, głównie roślinne, zależą od składu chemicznego wypływającej na powierzchnię wody podziemnej, a jednocześnie mogą wywierać wpływ na szereg parametrów fizyczno-chemicznych wody, głównie na stężenie biogenów. Rośliny zasiedlające nisze źródłiskowe to organizmy wyspecjalizowane, o wąskiej skali ekologicznej, dobrze znoszące niską temperaturę wody [Kucharski 2007]. Badania składu fizyczno-chemicznego wody w różnych miejscach rozległej niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki (źródło nr 1) (rys. 11, Aneks 6) miały za zadanie:

- określenie różnic składu chemicznego wody w obrębie jednej niszy źródłiskowej,
- wyodrębnienie czynników środowiskowych wpływających na przestrzenne zmiany jakości wody w niszy źródła nizinnego,
- określenie najbardziej reprezentatywnego miejsca poboru próbek wody do badań hydrochemicznych i hydrobiologicznych w źródłiskach nizinnych.

Roślinność źródłiskowa nie stanowi jednorodnej grupy ekologicznej. Jej charakter zależy od rozmiarów i morfologii niszy źródłiskowej, a także od szeregu cech fizyczno-chemicznych wody, które kształtują jakość siedliska [Czarnecka 2009]. W niewielkich niszach źródłiskowych powszechne są fitocenozy o słabo zróżnicowanym składzie florystycznym. Reprezentują je płaty zbiorowiska rzeżuchy gorzkiej i śledziennicy skrętolistnej *Cardamine amara* – *Chrysosplenium alternifolium* (kl. *Montio-Cardaminetea*) oraz zespołu rzeżuchy gorzkiej i potoczniaka wąskolistnego *Cardamino amarae* – *Beruletum erecti* (kl. *Phragmitetea*), zdominowane zwykle przez jeden lub dwa gatunki krenofitów obligatoryjnych i/lub fakultatywnych. Świat organiczny siedlisk źródłiskowych podlega zmianie wraz z biegiem cieku, gdzie następują stopniowe zmiany warunków życia. Zmiany te, ujęte w teorię ciągłości rzeki [Vannote i in. 1980], wynikają ze zmian fizycznych cech koryta rzecznoego. Z biegiem rzeki następują zmiany ładunku, transportu i depozycji materii organicznej. Koncepcja ciągłości rzeki uświadomiła potamologom potrzebę całościowego podejścia do rzek, a ich nieodłączną częścią są źródła [Springer, Stevens 2009]. Ekologiczna rola źródeł jest ogromna. Wilgotne enklawy nisz źródłiskowych są oazami bioróżnorodności, podstawowymi elementami mozaikowości krajobrazu i miejscem domykania się bilansów materii. Specyficzny mikroklimat obszarów źródłiskowych wywołuje wyraźną odrębność tych ekosyste-



Rysunek 19. Zróżnicowanie jakości wody w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006

Stanowiska: 1 – woda podziemna z piezometru I; 2 – woda podziemna z piezometru II; 3 – woda podziemna z piezometru III; 4 – woda podziemna z piezometru IV; 5 – woda podziemna z piezometru V; 6 – odpływ wody z niszy. Źródło: opracowanie własne

mów, a przez to stają się one siedliskiem rzadkich, często endemicznych i reliktowych roślin i zwierząt [Jokiel 2007].

Wyniki analiz hydrochemicznych wyraźnie różniły się w niszy źródłiska nr 1 w dolinie Krzemianki (rys. 19). Istotnie statystycznie różnice dotyczyły temperatury wody, odczynu, stężenia tlenu rozpuszczonego, SWWT oraz potencjału oksydacyjno-redukcyjnego. Wśród makroelementów istotne statystycznie różnice zanotowano dla jonów potasu i chlorków. Aromatyczność materii organicznej w niszy źródłiska była znacznie większa niż w odpływie. W skoncentrowanym odpływie wody z niszy źródłiska stwierdzono mniejszą wartość średniej temperatury wody, barwy oraz stężenia krzemu w porównaniu z wartościami notowanymi w niszy. W skoncentrowanym odpływie z niszy większe średnie wartości osiągały: odczyn wody, potencjał oksydacyjno-redukcyjny, tlen rozpuszczony i SWWT. Wartości pozostałych badanych parametrów w wodzie pobieranej z odpływu zawierały się w przedziałach wartości notowanych w wodzie podziemnej (tab. 36).

Na zróżnicowanie jakości wody w obrębie jednej niszy źródłiskowej wpływa szereg czynników. Znaczny wpływ na tempo przekształceń hydrochemicznych może wywierać skład granulometryczny i petrograficzny osadów strefy saturacji (cechy osadów w niszy). Pod względem granulometrycznym osady niszy należały do żwirów piaszczystych (tab. 20). Zanotowano różnice w składzie fizyczno-chemicznym osadów (tab. 21). W centralnej części niszy stwierdzono dwukrotnie większą zawartość CaCO_3 , Ca i Mg. Na obrzeżach niszy, gdzie ruch wypływającej wody podziemnej był niewielki, zanotowano trzy razy większą zawartość węgla organicznego w osadach. Dodatkowo stwierdzono tu nieco większą depozycję jonów sodu i potasu. Większa zawartość węgla organicznego na obrzeżach niszy wynikała z nagromadzenia

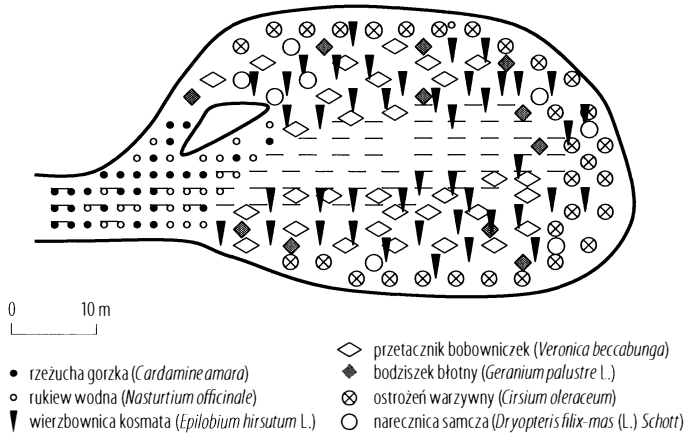
Tabela 36. Zróżnicowanie parametrów fizyczno-chemicznych wody w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006

Parametry	Skoncentrowany odpływ wody		Nisza	
	średnia	min. - max.	średnia	min. - max.
Liczba próbek	18		90	
Temperatura [°C]	7,7*	5,5 - 10,5	8,4*	6,6 - 10,9
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	429	365 - 481	395	204 - 536
Odczyn wody [pH]	7,77*	7,15 - 8,29	7,58*	6,63 - 8,07
Tlen rozpuszczony [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	11,9*	8,6 - 17,8	7,7*	4,0 - 11,8
Eh [mV]	99*	-69 - 268	88*	-84 - 257
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	10,1	2,8 - 23,0	20,1	0,2 - 199,0
Ca ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	98	85 - 113	93	47 - 115
Mg ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	11,2	0,6 - 26,6	9,8	0,2 - 22,6
Na ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	5,8	3,7 - 12,4	3,1	0,1 - 19,8
K ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	1,1*	0,1 - 4,3	0,5*	0,1 - 1,9
HCO ₃ ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	294	247 - 336	279	160 - 350
SO ₄ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	30,5	18,2 - 40,0	28,1	12,2 - 40,2
Cl ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	20,5*	15,0 - 26,2	14,4*	4,6 - 38,4
Si-SiO ₃ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,5	1,7 - 6,3	3,9	0,7 - 8,1
Fe ²⁺³⁺ [$\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$]	37	6 - 65	177	1 - 2081
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,07	1,32 - 5,45	2,93	0,16 - 12,78
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	14,1	2,0 - 43,3	18,1	0,2 - 254,4
N-NH ₄ ⁺ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	305	91 - 966	245	84 - 950
N-NO ₃ ⁻ [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	359	102 - 570	299	45 - 1050
Azot ogólny [$\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	2590	353 - 8058	2556	333 - 10350
P-PO ₄ ³⁻ [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	55	9 - 113	57	3 - 295
Fosfor całkowity [$\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	112	26 - 182	148	15 - 557

Wartości minimalne, maksymalne i średnie; różnice statystycznie istotne pomiędzy wartościami średnimi parametrów fizyczno-chemicznych oznaczono *; EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny. Źródło: badania i opracowanie własne

szczątków organicznych, głównie obumierającej roślinności hydrofilnej. Stężenie sodu i potasu związane jest prawdopodobnie z dostawą z drogi, w sąsiedztwie której położony jest wypływ [Jekatierynczuk-Rudczyk, Zieliński 2004]. Podobieństwo osadów potwierdzają również badania organizmów bentosowych w niszy źródłiska. W obu próbkach stwierdzono podobną liczbę taksonów, jednakże osad zawierający większą ilość szczątków organicznych charakteryzował się prawie dwukrotnie większą liczebnością osobników [Borowiec 2003].

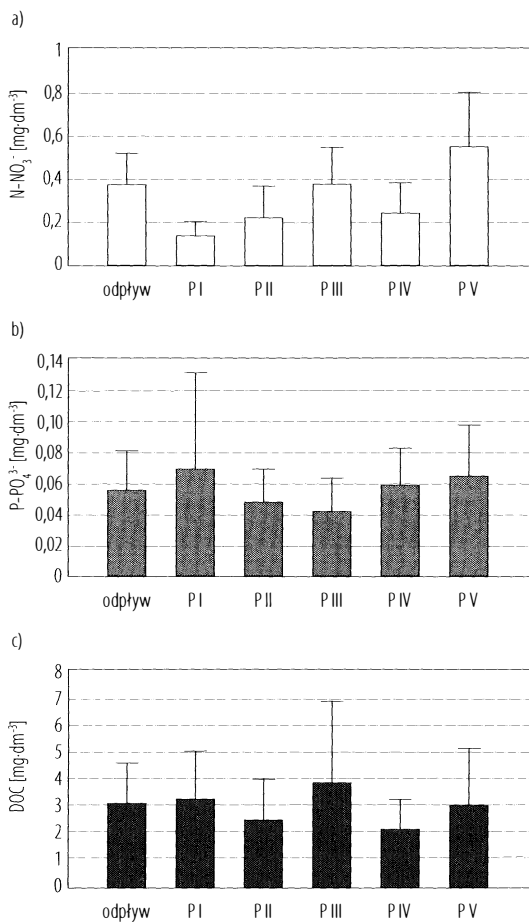
Mimo niewielkiego zróżnicowania osadów wyścielających niszę źródłiskową mogły one różnicować skład fizyczno-chemiczny wody w niszy, ale przeprowadzone badania w źródłisku w dolinie Krzemianki jednoznacznie nie potwierdzają tej hipotezy. Na cechy wody mogły bowiem wpływać dodatkowo w tych punktach inne czynniki środowiskowe, np. liczebność bakterii, rodzaj i zagęszczenie roślinności hydrofilnej, prędkość płynięcia wody.



Rysunek 20. Schemat rozmieszczenia roślinności w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki

Źródło: opracowanie własne

Źródła tworzą specyficzne warunki do rozwoju roślinności wodnej. W Polsce wśród roślin typowych dla środowisk źródłiskowych dominują mchy, wśród wyższych – rukiew wodna, a wśród glonów – okrzemki ziemnowodne [Baścik, Chełmicki 2004]. Rośliny związane z terenami źródłiskowymi nazwano krenofitami [Kucharski 2007]. Źródłom towarzyszy roślinność związana z wodą dobrze natlenioną o odczynie obojętnym. Roślinność może wywierać duży wpływ na jakość wody. Dno niszy źródłiska w dolinie Krzemianki porastały: wierzbownica kosmata (*Epilobium hirsutum* L.), przetacznik bobowiczek (*Veronica beccabunga*), rukiew wodna (*Nasturtium officinale*), rzeżucha gorzka (*Cardamine amara*) i bodziszek błotny (*Geranium palustre* L.). Na obrzeżach wypływu występowały: ostrożeń warzywny (*Cirsium oleraceum*), pokrzywa zwyczajna (*Urtica dioica* L.), narecznica samcza (*Dryopteris filix-mas* (L.) Schott) i inne gatunki akcesoryczne. Stwierdzono wyraźną specjalizację roślinności (rys. 20). W środkowej części niszy najliczniej występowała wierzbownica kosmata, przetacznik bobowiczek oraz bodziszek błotny. Na obrzeżach dominował ostrożeń warzywny z niewielkim dodatkiem narecznicy samczej oraz pokrzywy zwyczajnej. W dolnej części niszy i w miejscu skoncentrowanego odpływu wody przez cały rok hydrologiczny występowała rzeżucha gorzka i rukiew wodna (rys. 20). Te dwa gatunki rozprzestrzeniały się poniżej niszy źródłiska na odległość około 100 m. W próbkach pobranych w obrębie płatów roślin stwierdzono mniejszą zawartość jonów wapnia, magnezu, azotu azotanowego i ortofosforanów (rys. 21a, b). Jony azotanowe są najważniejszym źródłem azotu dla roślin zielonych [Gabryś 2002]. Również na



Rysunek 21. Zmiany średniego stężenia a) N-NO₃⁻, b) P-PO₄³⁻, c) DOC (+ odchylenie standardowe) w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006

Źródło: badania i opracowanie własne

stężenie ortofosforanów w wodzie w znacznym stopniu wpływa pobieranie ich przez rośliny, ale obniżenie zawartości P-PO₄³⁻ może wynikać z kompleksowania PO₄³⁻ przez substancje organiczne czy wodorotlenki żelaza. Wzbogacenie wody w ortofosforany zachodzi natomiast w wyniku procesu mineralizacji materii organicznej oraz uwalniania tego jonu w wyniku przejścia żelaza dwuwartościowego w trójwartościowe, co zanotowano w punkcie I (rys. 11), gdzie średnie stężenie P-PO₄³⁻ było największe (rys. 21b). Kolejnym pierwiastkiem biogennym w wodzie jest węgiel będący głównym składnikiem materii organicznej. Na obrzeżach niszy, gdzie zagęszczenie roślinności hydrofilnej było największe, stwierdzono nieco mniejsze średnie stężenie DOC w wo-

Tabela 37. Rzędne zwierciadła wody (wartość średnia) w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006

Stanowisko	m n.p.m.
Odpyływ	134,14
Piezometr I	134,27
Piezometr II	135,29
Piezometr III	135,59
Piezometr IV	135,53
Piezometr V	136,19

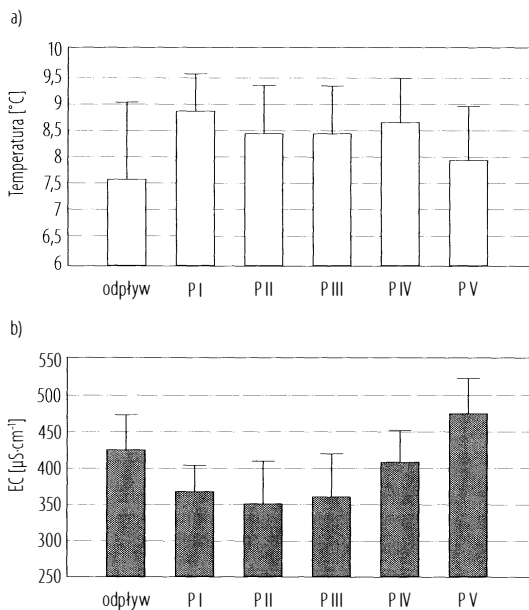
Źródło: badania i opracowanie własne

dzie (rys. 21c). W źródłiskach położonych na terenach leśnych allochtoniczna materia organiczna dostarczana jest do niej bezpośrednio poprzez opad liści z drzew liściastych i iglastych porastających obrzeża miejsca wypływu wody podziemnej na powierzchnię. W ten sposób dostarczana materia organiczna ma genezę naturalną. Autochtoniczna materia organiczna występuje w każdej niszy źródłisk nizinnych. Pochodzi ona z obumierania roślinności hydrofilnej rozwijającej się z różnym natężeniem w każdej niszy źródłiskowej w sezonie wegetacyjnym oraz rozwijającej się tu mikroflory i mikrofauny.

Najważniejszym parametrem wpływającym na przekształcenie cech jakości wody w niszy okazało się ciśnienie wód podziemnych zasilających niszę źródłiska. We wszystkich punktach stwierdzono występowanie wody pod ciśnieniem. Zwierciadło wody w piezometrach zalegało na różnej głębokości, zmieniającej się w okresie badań, ale zawsze powyżej powierzchni terenu (tab. 37). W punkcie V ciśnienie dopływającej wody podziemnej było tak duże, że w ciągu całego okresu badań woda wypływała swobodnie z piezometru. Duże ciśnienie wody warunkowało szybkie przemieszczanie się jej przez niszę, co uniemożliwiało transformację składu chemicznego w wyniku działania organizmów zasiedlających źródłisko.

Wartości parametrów wody podziemnej w punkcie V były zbliżone do notowanych w skoncentrowanym odpływie ze źródłiska. Najmniejsze różnice zanotowano dla temperatury wody i przewodnictwa elektrolitycznego (rys. 22a, b). Duże podobieństwo wykazywały też: potencjał oksydacyjno-redukcyjny, jony HCO_3^- , SO_4^{2-} (rys. 23a, b, c).

Stwierdzono istotną statystycznie zależność pomiędzy ciśnieniem dopływającej wody a niektórymi parametrami jej jakości (rys. 24, 25). Im szybciej dopływała woda do niszy źródłiskowej, tym wolniej zmniejszała się jej przewodnictwo elektrolityczne. Oznacza to, że występujące w wodzie rozpuszczone jony nie były wykorzystywane przez organizmy roślinne. Proces ten najbardziej widoczny jest w przypadku azotu azotanowego. Podobna, istotna



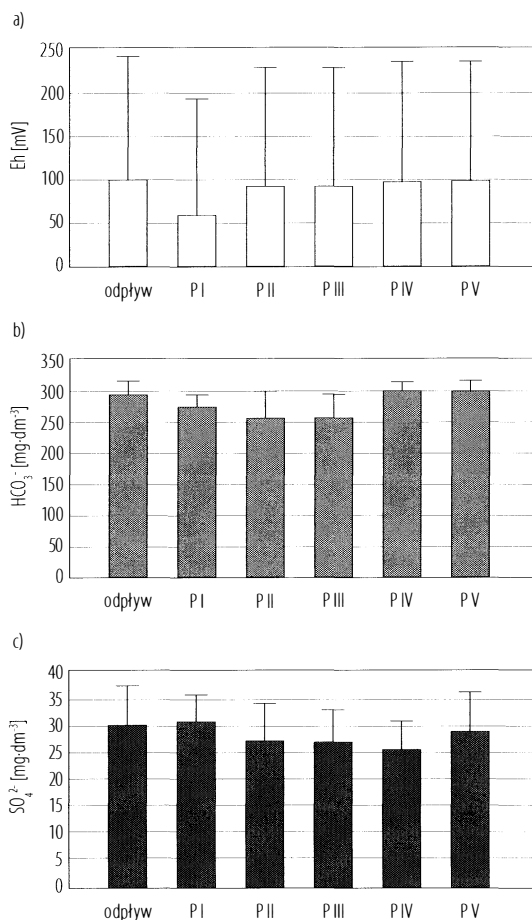
Rysunek 22. Zmiany średnich wartości a) temperatury wody, b) przewodności elektrolitycznej właściwej (+ odchylenie standardowe) w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006

Źródło: badania i opracowanie własne

statystycznie zależność dotyczyła ciśnienia wody i jonów sodu oraz chlorków. Sód i chlorki to migranty niepodlegające sorpcji biologicznej. Ich większe stężenie w wodzie pod większym ciśnieniem należy tłumaczyć mniejszą możliwością wytrącania i sedymentacji związaną z tempem obiegu wody.

Indeks nasycenia wody względem niektórych minerałów różnił się w wodzie podziemnej i powierzchniowej w obrębie niszy źródłiskowej (tab. 38). W wodzie powierzchniowej stwierdzono większą możliwość wytrącania tlenków i wodorotlenków żelaza, węglanu wapnia i magnezu oraz fosforanu wapnia (tab. 38). Indeks nasycenia w wodach podziemnych dla większości minerałów był zbliżony, co świadczy o podobnych możliwościach ługowania utworów wodonośnych.

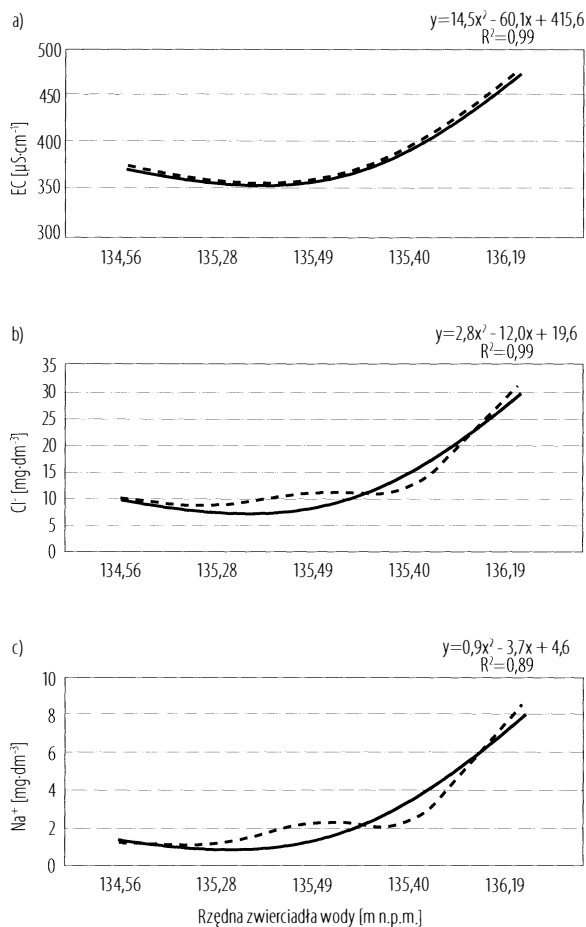
Nizinne nisze źródłiskowe są dobrymi obiektami do badania transformacji parametrów fizyczno-chemicznych wód podziemnych w trakcie ich wypływu na powierzchnię. Większe wartości analizowanych cech fizyczno-chemicznych wody występowały w wodach podziemnych zasilających źródła niż w wodach powierzchniowych. Istotnie statystycznie różnice pomiędzy badanymi środowiskami dotyczyły temperatury wody, tlenu rozpuszczonego,



Rysunek 23. Zmiany średnich wartości a) potencjału oksydacyjno-redukcyjnego, b) jonów wodorowęglanowych, c) jonów siarczanowych (+ odchylenie standardowe) w niszach źródłiskowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006

Źródło: badania i opracowanie własne

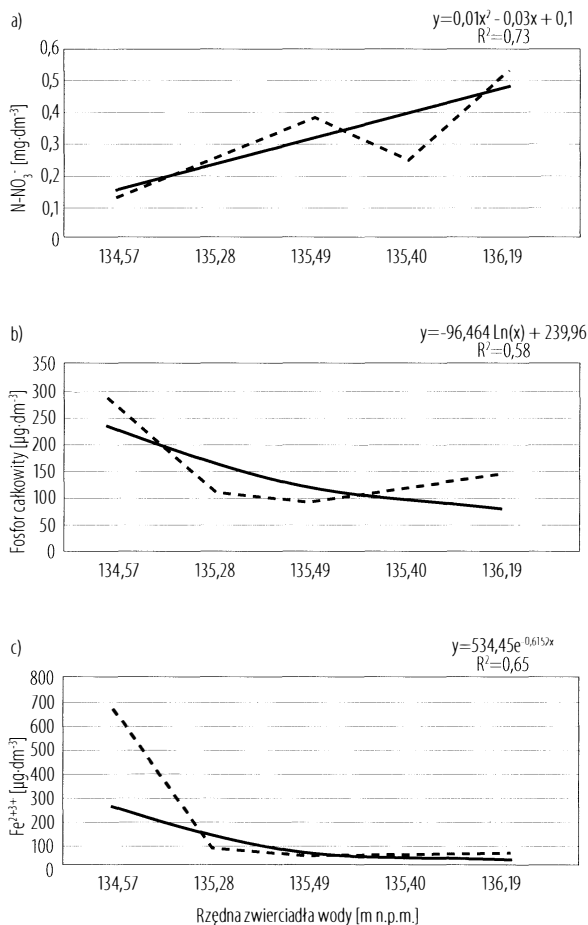
potencjału oksydacyjno-redukcyjnego, jonów Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , form azotu i fosforu całkowitego. Do najważniejszych czynników warunkujących różne właściwości wód podziemnych i powierzchniowych w niszach źródłiskowych można zaliczyć: temperaturę powietrza wpływającą na szybkość reakcji chemicznych, kontakt z powietrzem atmosferycznym umożliwiając natlenienie wód powierzchniowych, warunki sorpcyjne występujące w stre-



Rysunek 24. Wpływ ciśnienia wody podziemnej dopływającej do niszy źródła w dolinie Krzemianki na przewodność elektrolityczną wody (a), stężenie chlorków (b) i jonów sodu (c)

Źródło: badania i opracowanie własne

fie saturacji i niszy wpływów (często na obrzeżach wysłanej utworami organicznymi wzmagającymi sorpcję rozpuszczonych w wodzie jonów), zmianę charakteru ruchu wody oraz florę i faunę rozwijającą się w środowisku wodnym i w jego sąsiedztwie. Do istotnych czynników należy też wydajność źródeł i wykształcenie niszy źródłkowej.



Rysunek 25. Wpływ ciśnienia wody podziemnej dopływającej do niszy źródłiska w dolinie Krzemianki na stężenie azotu azotanowego (a), fosforu całkowitego (b) i żelaza (c)

Źródło: badania i opracowanie własne

Tabela 38. Wartości indeksu nasylenia względem minerałów w wodzie niszzy źródłiska w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006

Minerał		O	PI	PII	PIII	PIV	PV
Halit	NaCl	-8,46	-9,37	-9,72	-9,10	-9,10	-8,11
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	0,13	0,38	-0,38	-0,27	-0,39	-0,54
Getyt	FeOOH	5,37	5,66	4,89	4,99	4,89	4,70
Hematyt	Fe ₂ O ₃	12,67	13,25	11,70	11,91	11,71	11,33
Kalcyt	CaCO ₃	0,49	0,31	0,15	0,29	0,35	0,26
Aragonit	CaCO ₃	0,33	0,15	-0,01	0,14	0,19	0,10
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	0,11	-0,32	-0,57	-0,21	-0,24	-0,38
Sydyryt	FeCO ₃	-0,85	0,28	-0,73	-0,92	-0,97	-0,98
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-1,95	-1,95	-2,03	-2,03	-2,00	-1,96
Anhydryt	CaSO ₄	-2,20	-2,20	-2,29	-2,8	-2,26	-2,21
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-12,50	-11,40	-13,79	-13,91	-13,94	-14,26
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-7,81	-6,52	-7,44	-7,78	-7,87	-7,72
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	0,35	0,07	-1,09	-0,60	-0,21	-0,48
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-5,35	-1,57	-4,78	-5,57	-5,62	-5,45
Kwarc	SiO ₂	0,01	0,07	-0,01	-0,01	0,08	0,09
Chalcedon	SiO ₂	-0,48	-0,41	-0,49	-0,49	-0,41	-0,40
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-6,89	-7,82	-8,58	-7,48	-7,92	-8,32
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-4,92	-5,47	-6,10	-5,37	-5,33	-5,75
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-4,39	-5,17	-6,10	-5,00	-5,26	-5,66

O – odpływ; PI...PV – rr piezometrów zgodnie z rys. 11. Źródło: opracowanie własne

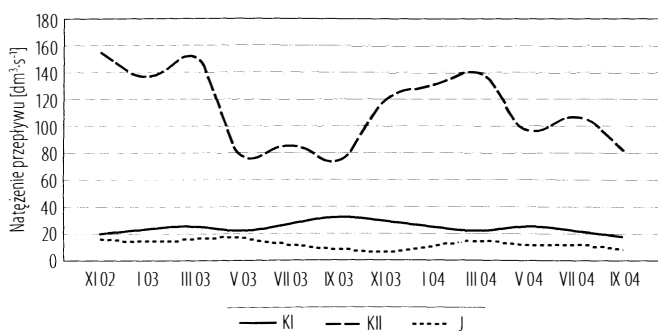
Niewielkie przekształcenia jakości wody dotyczą środowisk o umiarkowanej trofii. Wraz ze wzrostem trofii wody zmiany jej składu mogą być większe. W źródłisku położonym w strefie podmiejskiej zmiana jakości wód zasilających niszę źródłiskową była większa niż w wypływie zlokalizowanym na obszarze leśnym.

Nie stwierdzono wpływu właściwości fizyczno-chemicznych osadów wycięających dno nisz źródłiskowych na jakość wody. Organizmy zasiedlające niszę źródłiskową (epiliton, makrofity) decydują o stężeniu wielu makroelementów, w tym pierwiastków biogennych. Bardzo istotnym czynnikiem jest czas przebywania wody w niszzy źródłiskowej – im jest on krótszy, tym transformacja składu chemicznego wody jest mniejsza. Wstępne analizy zróżnicowania jakości wody w obrębie niszzy nizinnego wypływu sugerują, że woda do analiz hydrochemicznych powinna być pobierana w miejscach pozbawionych roślinności, tam, gdzie wyraźnie kształtuje się strumień płynącej wody.

VI. Przekształcenia cech fizyczno-chemicznych wody podziemnej w strefie hyporeicznej małych rzek nizinnych

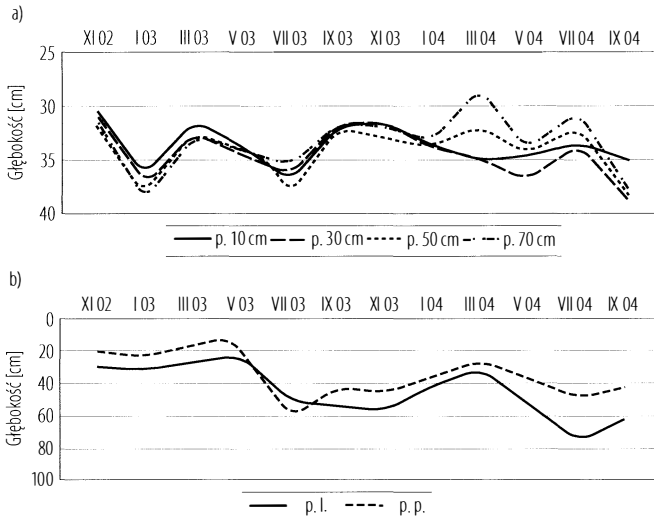
1. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych, interstycjalnych w dolinie Krzemianki i Jaroszówki oraz dynamika natężenia przepływu Krzemianki i Jaroszówki

Średni przepływ rzeki w profilu Krzemianka I w latach 2003-2004 wynosił $22,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Największą wartość przepływu wody odnotowano w listopadzie 2003 roku – $28,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a najmniejszą w marcu 2004 roku – $14,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Zmiany przepływów w profilu Krzemianka I były najmniejsze spośród badanych rzek (rys. 26), a współczynnik zmienności przepływów wynosił 14,5%. Dwukrotnie większą zmienność natężenia przepływu wody w okresie badań zanotowano w profilu Krzemianka II (współczynnik zmienności – 28%). Najmniejszą wartość przepływu wody w tym przekroju zanotowano we wrześniu 2003 roku – $67,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, największą zaś w marcu 2003 roku – $158,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.



Rysunek 26. Zmiany natężenia przepływów rzek w latach 2003-2004 w profilach badawczych; KI – Krzemianka I, KII – Krzemianka II i J – Jaroszówka

Źródło: badania i opracowanie własne

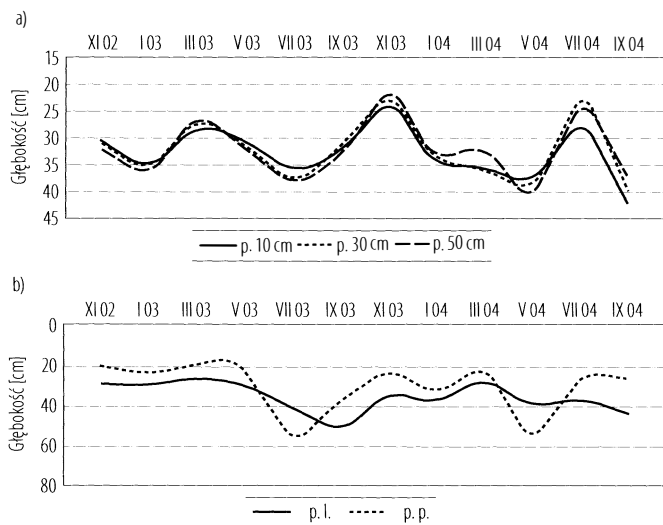


Rysunek 27. Zmiany położenia zwierciadła wód interstycjalnych (a) i podziemnych (b) w latach 2003-2004 w przekroju Krzemianka I

p. 10 cm – woda interstycjalna z głębokości 10 cm; p. 30 cm – woda interstycjalna z głębokości 30 cm; p. 50 cm – woda interstycjalna z głębokości 50 cm; p. 70 cm – woda interstycjalna z głębokości 70 cm; p. l. – woda podziemna z lewej części doliny; p. p. – woda podziemna z prawej części doliny. Źródło: badania i opracowanie własne

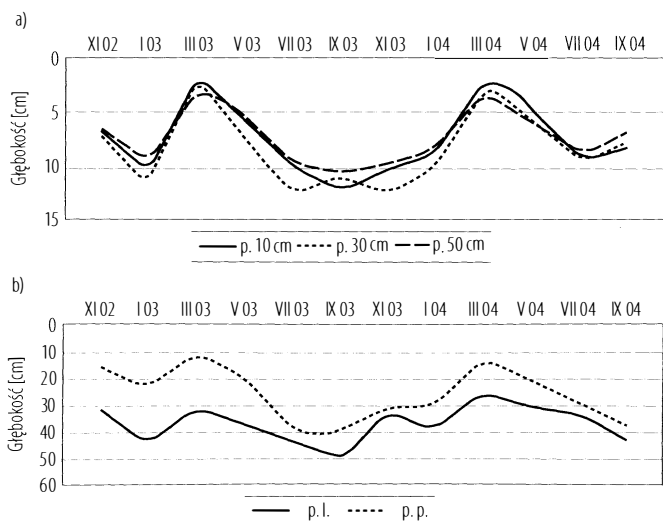
Znaczne zwiększenie zmienności przepływów Krzemianki w dolnym odcinku podyktowane jest przede wszystkim aktywnością bobrów. W okresie badań ich działalność uwidoczniła się szczególnie w dolnym odcinku biegu rzeki Krzemianki, gdzie budowa tam bobrowych jest obecnie zjawiskiem powszechnym. Przyczynia się to do znacznej modyfikacji obiegu wody, wyrażającej się przede wszystkim zmniejszeniem prędkości przepływu. Bardzo groźnym zjawiskiem jest zatarasowanie przepływu rzeczno, okresowe wysychanie doliny i koryta rzeczno lub jego podtopienie. Badania Grygoruka [2008] wskazują na wyrównanie odpływu rzeczno w wyniku budowy stawów bobrowych. Woda zgromadzona w stawie bobrowym w okresach wezbrań była stopniowo oddawana podczas najdotkliwszych letnich niżówek. Profil Krzemianka II charakteryzował się największym średnim przepływem w okresie 2003-2004 – $112,9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Największą zmiennością przepływów cechowała się Jaroszkówka drenująca północny fragment Białegostoku, a współczynnik zmienności wynosił 33%. Średni przepływ Jaroszkówki w przekroju wyznaczonym do analizy wpływu wód interstycjalnych na właściwości fizyczno-chemiczne wód powierzchniowych wynosił $10,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

W analizowanych przekrojach hydrometrycznych poziom zwierciadła wody interstycjalnej pochodzącej ze wszystkich badanych głębokości cechował się niewielką dynamiką w okresie badań (rys. 27a, 28a, 29a). W profilu Krze-



Rysunek 28. Zmiany położenia zwierciadła wód interstycjalnych (a) i podziemnych (b) w latach 2003-2004 w przekroju Krzemianka II

p. 10 cm – woda interstycjalna z głębokości 10 cm; p. 30 cm – woda interstycjalna z głębokości 30 cm; p. 50 cm – woda interstycjalna z głębokości 50 cm; p. l. – woda podziemna z lewej części doliny; p. p. – woda podziemna z prawej części doliny.
Źródło: badania i opracowanie własne



Rysunek 29. Zmiany położenia zwierciadła wód interstycjalnych (a) i podziemnych (b) w latach 2003-2004 w przekroju Jaroszkówka

p. 10 cm – woda interstycjalna z głębokości 10 cm; p. 30 cm – woda interstycjalna z głębokości 30 cm; p. 50 cm – woda interstycjalna z głębokości 50 cm; p. l. – woda podziemna z lewej części doliny; p. p. – woda podziemna z prawej części doliny.
Źródło: badania i opracowanie własne

mianka I najwyżej zwierciadło wody interstycjalnej zalegało w marcu 2004 roku, a najniżej w lipcu 2003 roku. W profilu Krzemianka II najwyżej poziom wody interstycjalnej zalegał w listopadzie 2003, a najniżej w maju 2004 roku. W profilu Jaroszkówka w marcu 2003 i 2004 zwierciadło wody interstycjalnej położone było najwyżej. Najniższe stany wody interstycjalnej w korycie Jaroszkówki zanotowano jesienią 2003 roku. Położenie zwierciadła wody podziemnej w dolinie Krzemianki cechowało się znacznie większą zmiennością (rys. 27b, 28b). Współczynnik zmienności położenia zwierciadła wody podziemnej w dolinie Krzemianki przekraczał 25%, a w prawej części zlewni dolnej Krzemianki osiągnął 45%. Obniżenie zwierciadła wody podziemnej w prawej części doliny nawiązywało do położenia zwierciadła wody podziemnej w lewej części doliny profilu Krzemianka I ($r=0,86$, $p<0,05$) i Krzemianka II ($r=0,79$, $p<0,05$). W zlewni Jaroszkówki zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej były nieco mniejsze (rys. 29b) i podobne po obu stronach koryta rzeczno ($r=0,78$, $p<0,05$).

2. Cechy fizyczno-chemiczne osadów dennych

W osadach koryt rzecznych strefę przejściową pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi nazwano strefą hyporeiczną [Brunke, Gonser 1997, Sophocleous 2002]. Procesy w niej zachodzące wpływają na jakość wód powierzchniowych i podziemnych oraz strukturę organizmów zasiedlających osady denne [Boulton i in. 1998]. W przypadku drenażowej roli rzek, procesy zachodzące w strefie hyporeicznej w znacznym stopniu mogą wpływać na jakość wód powierzchniowych, powodując czasem znaczne obniżenie ich jakości [Jekatierynczuk-Rudczyk 2006b, 2007a].

Właściwości strefy hyporeicznej są związane z cechami fizycznymi i chemicznymi osadów, w których jest wykształcona [Brunke, Gonser 1997]. Skład chemiczny osadów, które gromadzą się na dnie koryt rzecznych, uwarunkowany jest szeregiem czynników naturalnych i antropogenicznych. Zależy głównie od budowy geologicznej i rzeźby terenu oraz warunków klimatycznych, które decydują o przebiegu procesów wietrzenia, uruchamiania pierwiastków, ich migracji i akumulacji w środowisku. Na obszarach nieuprzemysłowionych skład chemiczny osadów dennych zależy przede wszystkim od budowy geologicznej zlewni. Na terenach uprzemysłowionych w osadach wód powierzchniowych notuje się podwyższoną koncentrację pierwiastków śladowych i związków organicznych, które są wynikiem różnorodnej działalności gospodarczej człowieka prowadzonej na terenach zlewni miejskich. Znaczna

część zanieczyszczeń przenikających do wód powierzchniowych przechodzi do osadów dennych. W osadach akumulowane są pierwiastki i związki chemiczne o małej rozpuszczalności, trudno ulegające rozkładowi [STAN ŚRODOWISKA... 2003]. Spośród nich największe zagrożenie dla środowiska stanowią metale ciężkie i trwałe związki organiczne. Zanieczyszczenia akumulowane w osadach są zagrożeniem dla organizmów żyjących w środowisku wodnym oraz w osadach dennych. Akumulacja substancji toksycznych negatywnie wpływa na życie w każdym środowisku. Ogromne znaczenie dla funkcjonowania środowiska przejściowego pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi mają cechy fizyczne osadów budujących dno rzek. Skład frakcyjny osadów warunkuje ważne właściwości hydrogeologiczne skał, decydujące o prędkości krążenia wody. Najlepiej proces ten wyraża współczynnik filtracji lub współczynnik przepuszczalności. Bardzo dobrą przepuszczalnością cechują się żwiry, żwiry piaszczyste i gruboziarniste piaski. Odpowiadający tym skałom współczynnik filtracji (k) jest większy od $10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a współczynnik przepuszczalności (χ) jest większy od 100 darcy. Dobrą przepuszczalnością cechują się piaski różnoziarniste i średnioziarniste ($k=10^{-4} - 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; $\chi=10 - 100$ darcy). Średnia przepuszczalność jest charakterystyczna dla piasków średnioziarnistych, równomiernie uziarnionych i pyłów ($k=10^{-5} - 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; $\chi=1 - 10$ darcy). Piaski pylaste, gliniaste, mułki posiadają słabą przepuszczalność ($k=10^{-6} - 10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; $\chi=0,1$ darcy). Do skał półprzepuszczalnych zaliczono gliny i namuły ($k=10^{-8} - 10^{-6} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; $\chi=0,001 - 0,1$ darcy) [Pazdro 1983].

Prędkość przemieszczania się wody oraz skład chemiczny osadów decyduje o cechach fizycznych i chemicznych wody. Nagromadzona w osadach materia organiczna może wpływać na zwiększenie możliwości sorpcyjnych osadu w stosunku do substancji rozpuszczonych w wodzie, powodując proces oczyszczania wody. Zawarte w osadach dennych składniki mineralne w istotny sposób wpływają na jakość wody. Mogą one wzbogacać skład chemiczny wód powierzchniowych lub podziemnych albo eliminować niektóre składniki z wody. Nagromadzenie szczątków organicznych w osadach dolin rzecznych uniemożliwia szybką migrację wód podziemnych i powierzchniowych w strefie przybrzeżnej, a zwierciadło wód podziemnych ma charakter napięty (wody subartezyjskie). We wszystkich przekrojach hydrometrycznych badanych rzek zaobserwowano napięte zwierciadło wód podziemnych w sąsiedztwie koryt rzecznych. Świadczy to o zasilaniu rzek przez wody podziemne [Edwards 1998, Winter 2002].

W profilu Krzemianka I zawartość frakcji o $\varnothing > 1 \text{ mm}$ w strefie hyporeicznej była zróżnicowana (tab. 39). Najmniejszym udziałem frakcji kamienistej i żwirowej cechowały się osady leżące najgłębiej. W pozostałych profilach, w gór-

Tabela 39. Skład granulometryczny osadów (%) strefy hyporeicznej w rzekach regionu białostockiego

Profil	Głębokość	$\varnothing > 1$ mm	$\varnothing < 1$ mm					
			Piasek	Pył			Ił	
				1 - 0,1	0,1 - 0,05	0,05 - 0,02	0,02 - 0,006	0,006 - 0,002
Krzemianka I	10 cm	25,69	82	14	2	1	1	0
	30 cm	27,34	86	10	0,5	0,5	1	2
	50 cm	31,57	83	12	1	1,5	0,5	2
	70 cm	6,49	87	5	3	1,5	0,5	3
	prawy brzeg koryta	0,92	89	4	3	1	1	2
	lewy brzeg koryta	12,09	79	13	3	3	1	1
Krzemianka II	10 cm	2,60	89	4	2	2	1	2
	50 cm	13,13	83	7	6	3	1	0
	prawy brzeg koryta	0,98	przewaga części organicznych					
	lewy brzeg koryta	1,15						
Jarosówka	10 cm	4,75	93	2	2	0	0	3
	50 cm	5,78	90	4	2	2	0	2
	prawy brzeg koryta	1,17	85	6	5	2	1	1
	lewy brzeg koryta	1,46	88	5	3	2	1	1

Przedziały frakcji granulometrycznych podano w mm; skład frakcji o $\varnothing < 1$ mm podano w stosunku do 100%. Źródło: badania i opracowanie własne

nej części dna rzek, osady zawierały najmniej frakcji szkieletowych, a w miarę wzrostu głębokości ich udział zwiększał się. W profilu Krzemianka I stwierdzono znaczne zróżnicowanie zawartości frakcji gruboziarnistych o $\varnothing > 1$ mm pomiędzy osadami wyścielającymi dolinę rzeczną (tab. 39). Zróżnicowane uziarnienie osadów wpływa na większą możliwość dopływu wód podziemnych do koryta rzeczego z lewej części zlewni. W pozostałych przekrojach hydrometrycznych osady były podobne pod względem zawartości frakcji żwirowej i kamienistej.

Osady w przekroju Krzemianka I to piaski luźne. W głębszej warstwie profilu udział części pylastych był nieco większy niż w warstwie powierzchniowej, co powodowało uszczelnienie utworów i mniejszą ich przepuszczalność (tab. 39). W pozostałych przekrojach hydrometrycznych również występował piasek luźny z mniejszą domieszką frakcji pylastych i ilastych. Zróżnicowanie granulometryczne frakcji o $\varnothing < 1$ mm w badanych osadach było niewielkie. Znacznie większe zróżnicowanie dotyczyło udziału frakcji gruboziarnistych o $\varnothing > 1$ mm (tab. 39). Na uwagę zasługują utwory wyścielające dno doliny Krzemianki w drugim przekroju pomiarowym. Osady te miały charakter organiczny (z tego powodu nie analizowano w nich składu frakcji o $\varnothing < 1$ mm), a zawartość frakcji o $\varnothing > 1$ mm nie przekraczała 2%. Takie wykształcenie osadów wpływało na niewielką możliwość migracji wód podziemnych w obrębie strefy hyporeicznej. W tym profilu hydrometrycznym zwierciadło wód

podziemnych w dnie doliny rzecznej cechowało się największym ciśnieniem piezometrycznym. Nawiercone na głębokości 60-70 cm, ustabilizowało się na wysokości 5 cm poniżej rzędnej terenu. W osadach dna doliny Jaroszkówki udział frakcji o $\varnothing > 1$ mm był zbliżony do notowanego w przekroju Krzemianka II, a w składzie frakcji o $\varnothing < 1$ mm dominował piasek. Konsekwencją składu granulometrycznego osadów jest ich większa przepuszczalność, a zatem większa możliwość migracji wód oraz mniejsze napięcie zwierciadła wód podziemnych. Zwierciadło wód podziemnych nawiercone w dnie doliny na głębokości 60-70 cm miało charakter napięty, ale woda stabilizowała się na głębokości 30 cm pod powierzchnią terenu.

Kwasowość aktualna i wymienna osadów strefy hyporeicznej w przekroju Krzemianka I zmieniała się w profilu pionowym. Największą kwasowość stwierdzono w górnej części profilu, najmniejszą na głębokości 50 cm. Charakterystyczną cechą w profilu pionowym osadów jest zbliżona wartość różnicy pomiędzy kwasowością aktualną i wymienną, co świadczy o jednokowej podatności osadów na zakwaszenie. Utwory wyściełające lewą część doliny cechowały się odczynem kwaśnym (tab. 40). Wartość kwasowości osadów nawiązuje do otaczającego środowiska naturalnego, w tym przypadku w zlewni dominował las iglasty. W miarę wzrostu udziału użytków rolnych w zlewni, odczyn środowiska wzrastał. Osady w profilu Krzemianka II cechowały się odczynem obojętnym, a w dolinie – słabo kwaśnym. W profilu Jaroszkówka stwierdzono bardzo duże zróżnicowanie kwasowości osadów w strefie hyporeicznej, od wartości charakterystycznych dla odczynu zasadowego po odczyn obojętny (tab. 40). Kwasowość utworów powierzchniowych wyściełających prawą i lewą część doliny Jaroszkówki była zbliżona.

Największą zawartość węgla organicznego stwierdzono w utworach wyściełających dno doliny rzecznej w przekroju Krzemianka II – około 50% (tab. 40). Dużą zawartością węgla organicznego cechowały się również osady powierzchniowej warstwy strefy hyporeicznej w przekroju Krzemianka I (tab. 40). W tym przekroju zawartość węgla organicznego malała wraz z głębokością. W pozostałych przekrojach największa zawartość węgla organicznego występowała w głębszej części osadów dennych. Zróżnicowana zawartość materii organicznej w profilu pionowym strefy hyporeicznej wynika z ilości materii dostarczanej do koryta rzecznej oraz tempa obiegu wody. W przekroju Krzemianka I, zlokalizowanym na terenie leśnym, dostawa materii organicznej do koryta rzecznej jest największa – szerokie koryto rzeki, niewielki przepływ i małe prędkości płynięcia wody powodują jej depozycję na dnie. Mimo lokalizacji tego przekroju w górnym odcinku Krzemianki, notowane prędkości wody były mniejsze niż w jej odcinku dolnym. Ograniczenie

Tabela 40. Właściwości fizyczne i skład chemiczny osadów dennych w dolinie Krzemianki i Jaroszówki

Profil	Głębokość	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	C org.	SiO ₂	CaCO ₃	Ca	Mg	Na	K	Fe	P
				%	%	%	%	%	%	%	%	%
Krzemianka I	10 cm	6,83	6,57	9,63	73,05	0,76	12,83	0,15	0,018	0,011	0,002	0,008
	30 cm	6,66	6,42	4,29	90,96	0,76	3,42	0,08	0,006	0,006	0,001	0,003
	50 cm	6,25	5,98	1,43	97,08	0,64	1,70	0,01	0,012	0,004	0,001	0,003
	70 cm	6,25	6,29	0,65	96,96	1,19	1,42	0,14	0,006	0,001	0,002	0,003
	prawy brzeg koryta rzeki	6,56	6,10	0,43	99,04	0,68	2,73	0,18	0,007	0,017	0,001	0,002
	lewy brzeg koryta rzeki	3,70	3,37	5,91	87,02	0,57	2,11	0,18	0,004	0,018	0,001	0,003
Krzemianka II	10cm	7,30	7,12	0,56	97,92	1,19	0,91	0,24	0,014	0,015	0,004	0,004
	50 cm	7,27	7,03	1,86	86,82	0,81	3,86	0,08	0,006	0,008	0,003	0,005
	prawy brzeg koryta rzeki	6,71	6,53	21,06	45,55	2,33	6,20	1,31	0,014	0,042	0,015	0,028
	lewy brzeg koryta rzeki	6,98	6,44	18,06	51,90	0,93	4,81	0,74	0,021	0,033	0,012	0,023
Jaroszówka	10cm	8,29	8,12	0,20	82,62	1,53	1,02	0,32	0,006	0,009	0,005	0,004
	50 cm	7,01	6,63	1,71	93,70	0,93	0,79	0,34	0,009	0,009	0,003	0,004
	prawy brzeg koryta rzeki	7,47	7,20	4,37	88,62	0,76	1,60	0,05	0,001	0,025	0,004	0,007
	lewy brzeg koryta rzeki	7,55	7,16	4,70	87,40	0,53	3,98	0,38	0,00004	0,018	0,012	0,007

Źródło: badania i opracowanie własne

swobodnego przepływu wody, szczególnie w okresie występowania wysokich stanów, wynika z przecięcia doliny Krzemianki drogą Białystok – Augustów i niewielkiego przepustu, często zatarasowanego. W pozostałych dwóch przekrojach hydrometrycznych, ze względu na lokalizację na terenach użytków rolnych i na terenie miejskim, dostawa obumarłych szczątków organicznych do koryta rzeczno jest znacznie mniejsza, a prędkość płynięcia wody większa. Opisane warunki środowiskowe są przyczyną mniejszej akumulacji materii organicznej w powierzchniowej warstwie strefy hyporeicznej. W strefie hyporeicznej Jaroszówki na głębokości 40 cm stwierdzono cienką wkładkę torfową.

Zawartość węglanu wapnia w badanych osadach była niewielka i nie przekraczała 3%. W profilu Krzemianka I zawartość węglanu wapnia była największa na głębokości 70 cm, w pozostałych punktach najwięcej tego związku występowało na głębokości 10 cm (tab. 40). W przekroju Krzemianka II w utworach dolinnych stwierdzono 2,3% węglanu wapnia w prawej części doliny.

Zawartość badanych pierwiastków również zmieniała się w przestrzeni i wraz z głębokością (tab. 40). Stosunkowo dużą stabilnością odznaczały się związki żelaza i fosforu.

3. Porównanie składu fizyczno-chemicznego wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w dolinach rzek

Wody powierzchniowe, podziemne i interstycjalne charakteryzowały się odmiennym składem chemicznym (tab. 41, 42). Stwierdzone różnice jakości wody dotyczą ogólnie typów wody oraz typów wody w poszczególnych przekrojach hydrometrycznych (tab. 43, 44, 45). Do głównych parametrów różnicujących omawiane środowiska wodne należały: tlen rozpuszczony w wodzie, barwa i odczyn wody, potencjał oksydacyjno-redukcyjny, żelazo, DOC, badane związki azotu i fosfor ogólny. Mniejsze znaczenie różnicujące jakość wody wykazano w przypadku głównych makroelementów. Wody interstycjalne w porównaniu do powierzchniowych cechowały się znacznie mniejszą zawartością tlenu, jonów azotanowych oraz nieco mniejszym potencjałem oksydacyjno-redukcyjnym (tab. 41). Większe wartości w wodzie interstycjalnej zanotowano w przypadku barwy wody, jonów Na^+ , K^+ , Cl^- , Fe^{2+3+} , N-NH_4^+ , azotu organicznego i fosforu całkowitego. Wymienione parametry w warunkach drenażu wód podziemnych i interstycjalnych w znacznym stopniu mogą wpływać na jakość wód powierzchniowych [Franken i in. 2001].

Tabela 41. Skład fizyczno-chemiczny wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie ± odchylenie standardowe) w zlewniach regionu białostockiego w latach 2003-2004

Parametry	Wody podziemne (a)	Wody interstycjalne (b)	Wody powierzchniowe (c)	Różnice statystycznie istotne
Liczba próbek	85	161	47	
Temperatura wody [°C]	7,88 ± 3,88	7,62 ± 3,33	7,96 ± 3,92	
Odczyn wody [pH]	7,04 ± 0,53	7,21 ± 0,31	7,61 ± 0,31	a-b, a-c, b-c
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	495 ± 182	572 ± 263	531 ± 176	a-b
SWWT [%]	50 ± 23	51 ± 22	92 ± 16	a-c, b-c
Eh [mV]	114 ± 96	115 ± 96	165 ± 85	a-c, b-c
Barwa wody [mgPt·dm ⁻³]	82 ± 121	62 ± 96	29 ± 31	a-c, b-c
Ca ²⁺ [mg·dm ⁻³]	95 ± 34	103 ± 32	103 ± 22	
Mg ²⁺ [mg·dm ⁻³]	11,3 ± 6,3	10,8 ± 6,0	10,6 ± 5,8	
Na ⁺ [mg·dm ⁻³]	9,3 ± 7,6	10,7 ± 9,0	7,7 ± 5,9	b-c
K ⁺ [mg·dm ⁻³]	0,75 ± 1,13	0,81 ± 0,93	0,63 ± 0,58	
HCO ₃ ⁻ [mg·dm ⁻³]	270 ± 114	305 ± 104	287 ± 42	a-b
SO ₄ ²⁻ [mg·dm ⁻³]	33,4 ± 16,5	30,1 ± 11,5	36,7 ± 11,6	b-c
Cl ⁻ [mg·dm ⁻³]	30,1 ± 19,0	31,3 ± 20,4	23,6 ± 11,5	a-c, b-c
Fe ²⁺³⁺ [mg·dm ⁻³]	0,59 ± 0,91	0,68 ± 1,28	0,11 ± 0,09	a-c, b-c
Si-SiO ₃ ²⁻ [mg·dm ⁻³]	4,42 ± 1,60	4,52 ± 1,73	4,27 ± 1,78	
DOC [mg·dm ⁻³]	13,16 ± 13,74	8,36 ± 10,75	5,14 ± 6,12	a-c, a-b
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	49 ± 70	43 ± 67	38 ± 35	
N-NH ₄ ⁺ [mgN·dm ⁻³]	0,41 ± 0,45	0,63 ± 0,87	0,18 ± 0,09	a-c, b-c
N-NO ₃ ⁻ [mgN·dm ⁻³]	0,42 ± 0,44	0,72 ± 1,42	1,72 ± 2,02	a-c, b-c
Azot organiczny [mgN·dm ⁻³]	3,12 ± 3,24	2,74 ± 3,41	1,63 ± 1,67	a-c, b-c
P-PO ₄ ³⁻ [mgP·dm ⁻³]	0,05 ± 0,03	0,07 ± 0,12	0,05 ± 0,02	
Fosfor całkowity [mgP·dm ⁻³]	0,23 ± 0,17	0,28 ± 0,30	0,19 ± 0,13	b-c

Statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana; EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

Tabela 42. Stężenie mikroelementów ($\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$) w wodzie podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej rzek regionu białostockiego w 2003 roku

Parametry	Wody podziemne (a)	Wody interstycjalne (b)	Wody powierzchniowe (c)	Różnice statystycznie istotne
Liczba próbek	18	40	12	
Cynk	38 ± 18	41 ± 20	32 ± 32	
Chrom	41 ± 63	23 ± 33	17 ± 13	a-b, a-c
Kadm	83 ± 112	63 ± 109	17 ± 8	a-b, a-c
Miedź	23 ± 19	18 ± 17	14 ± 13	
Siarczyny	65 ± 39	54 ± 28	48 ± 16	
Żelazo ²⁺	205 ± 156	226 ± 376	76 ± 114	a-b, a-c

Statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana. Źródło: badania i opracowanie własne

Tabela 43. Skład fizyczno-chemiczny wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie ± odchylenie standardowe) w profilu Krzemianka I w latach 2003-2004

Parametry	Wody podziemne (a)	Wody interstycjalne (b)	Wody powierzchniowe (c)	Różnice statystycznie istotne
Liczba próbek	33	72	18	
Temperatura wody [°C]	7,88 ± 3,71	7,24 ± 2,49	7,36 ± 2,66	
Odczyn wody [pH]	6,92 ± 0,40	7,22 ± 0,36	7,75 ± 0,33	a-b, a-c, b-c
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	475 ± 85	526 ± 167	438 ± 45	b-c
SWWT [%]	50 ± 22	56 ± 22	96 ± 15	a-c, b-c
Eh [mV]	106 ± 103	126 ± 96	168 ± 81	a-c
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	97 ± 79	33 ± 21	23 ± 27	a-b, a-c
Ca ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	85 ± 13	96 ± 14	94 ± 7	a-b, a-c
Mg ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	11,2 ± 5,5	10,0 ± 4,4	9,5 ± 6,0	
Na ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	12,6 ± 9,5	10,7 ± 7,4	5,7 ± 2,1	a-b, a-c
K ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,45 ± 0,46	0,61 ± 0,56	0,40 ± 0,32	
HCO ₃ ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	246 ± 55	271 ± 25	277 ± 21	a-b, a-c
SO ₄ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	29,7 ± 12,5	28,0 ± 7,4	29,2 ± 6,4	
Cl ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	37,2 ± 22,0	35,6 ± 21,3	20,8 ± 3,1	a-c, b-c
Fe ²⁺³⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,31 ± 0,28	0,14 ± 0,1	0,05 ± 0,04	a-b, a-c, b-c
Si-SiO ₃ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	5,45 ± 1,36	5,30 ± 1,52	4,98 ± 1,90	
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	16,29 ± 14,25	7,11 ± 6,63	2,03 ± 1,22	a-b, a-c, b-c
SUVA [$\text{abs}\cdot 1\text{cm}\cdot 1\text{gC}^{-1}$]	39 ± 36	36 ± 61	36 ± 40	
N-NH ₄ ⁺ [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,22 ± 0,12	0,44 ± 0,47	0,17 ± 0,07	a-b, b-c
N-NO ₃ ⁻ [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,15 ± 0,14	0,15 ± 0,09	0,29 ± 0,16	a-c, b-c
Azot organiczny [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	2,69 ± 2,30	2,19 ± 1,88	1,72 ± 1,79	
P-PO ₄ ³⁻ [$\text{mgP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,05 ± 0,03	0,06 ± 0,04	0,05 ± 0,02	
Fosfor całkowity [$\text{mgP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,16 ± 0,10	0,25 ± 0,32	0,18 ± 0,13	

Statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana; EC – przewodność elektryczności wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

Pośród badanych mikroelementów, cynk, miedź i siarczyny nie wykazywały statystycznie istotnych różnic w typach wody (tab. 42). Istotne różnice zanotowano dla chromu, kadmu i dwuwartościowego żelaza. Średnie wartości tych parametrów były większe w wodach podziemnych i interstycjalnych. Mniejszy stopień natlenienia wód podziemnych warunkuje występowanie zredukowanych jonów żelaza.

Statystycznie istotne różnice pomiędzy typami wody zanotowano dla kilku jej parametrów fizycznych. Do grupy tej należy odczyn wody, którego najmniejsze wartości notowano w wodzie podziemnej, nieco większe w interstycjalnej, a największe w powierzchniowej. Różnica średniej wartości odczynu wody w przekroju Jaroszkówka sięgała prawie 1 jednostki pH (tab. 45). W zlewni leśnej wartość ta była nieco mniejsza i przekraczała 0,8 pH (tab. 43).

Tabela 44. Skład fizyczno-chemiczny wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie ± odchylenie standardowe) w przekroju Krzemianka II w latach 2003-2004

Parametry	Wody podziemne (a)	Wody interstycjalne (b)	Wody powierzchniowe (c)	Różnice statystycznie istotne
Liczba próbek	33	50	16	
Temperatura wody [°C]	8,28 ± 3,87	8,42 ± 3,88	8,66 ± 4,91	
Odczyn wody [pH]	7,37 ± 0,54	7,27 ± 0,26	7,45 ± 0,27	
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	369 ± 50	365 ± 68	414 ± 31	a-c, b-c
SWWT [%]	56 ± 23	52 ± 23	85 ± 17	a-c, b-c
Eh [mV]	143 ± 84	143 ± 74	180 ± 58	
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	39 ± 33	34 ± 26	49 ± 37	
Ca ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	77 ± 8	80 ± 9	87 ± 8	a-c, b-c
Mg ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	10,7 ± 4,8	9,9 ± 5,3	11,5 ± 5,3	
Na ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,9 ± 1,5	3,8 ± 1,7	3,6 ± 1,5	
K ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,48 ± 0,43	0,48 ± 0,46	0,66 ± 0,57	
HCO ₃ ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	244 ± 32	251 ± 32	257 ± 34	
SO ₄ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	24,5 ± 10,2	25,1 ± 8,8	33,6 ± 9,9	a-c, b-c
Cl ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	15,5 ± 7,7	13,4 ± 3,0	13,7 ± 3,1	
Fe ²⁺³⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,50 ± 0,59	0,50 ± 0,73	0,19 ± 0,09	
Si-SiO ₃ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,94 ± 1,37	4,07 ± 1,61	4,31 ± 1,52	
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	4,32 ± 4,21	4,45 ± 3,78	9,49 ± 7,09	
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	73 ± 101	59 ± 95	43 ± 34	
N-NH ₄ ⁺ [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,36 ± 0,37	0,30 ± 0,26	0,18 ± 0,08	a-c
N-NO ₃ ⁻ [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,41 ± 0,24	0,29 ± 0,29	0,89 ± 0,56	a-c, b-c
Azot organiczny [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,14 ± 4,17	3,54 ± 5,42	2,14 ± 1,77	
P-PO ₄ ³⁻ [$\text{mgP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,06 ± 0,04	0,11 ± 0,21	0,06 ± 0,02	
Fosfor całkowity [$\text{mgP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,24 ± 0,15	0,30 ± 0,26	0,24 ± 0,14	

Statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana; EC – przewodnictwo elektrolitycznej wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

W zlewni użytkowanej rolniczo nie stwierdzono istotnych statystycznie różnic pH w typach wody (tab. 44). Generalnie odczyn wód interstycjalnych jest mniejszy niż w wodach powierzchniowych. Schwoerbel [1967] stwierdził, że pH w wodach rzecznych spada gwałtownie w miarę oddalania się od strefy brzegowej i wraz ze wzrostem głębokości. Często spadek ten sięga 1 jednostki pH. Spostrzeżenia te zostały potwierdzone w badaniach Husmanna [1971] oraz Williamsa i Hynesa [1974], którzy analizowali odczyn wody rzecznej i interstycjalnej w Niemczech i Kanadzie. Stwierdzono, że odczyn wód rzecznych wahał się w granicach 7,5-8,0 pH, a interstycjalnych na głębokości 20 cm wynosił 6,0-7,5 pH. Ponadto zmienność odczynu wód interstycjalnych jest większa niż wód powierzchniowych. Związane jest to ze zwiększonym czasem retencji wody w strefie hyporeicznej oraz lokalnymi czynnikami abio-

Tabela 45. Skład fizyczno-chemiczny wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie ± odchylenie standardowe) w przekroju Jaroszkówka w latach 2003-2004

Parametry	Wody podziemne (a)	Wody interstycjalne (b)	Wody powierzchniowe (c)	Różnice statystycznie istotne
<i>Liczba próbek</i>	19	39	13	
Temperatura wody [°C]	7,17 ± 4,28	7,32 ± 3,81	7,93 ± 4,20	
Odczyn wody [pH]	6,66 ± 0,36	7,09 ± 0,26	7,62 ± 0,24	a-b, a-c, b-c
EC [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$]	750 ± 197	924 ± 210	805 ± 43	a-b
SWWT [%]	41 ± 24	42 ± 18	95 ± 12	a-c, b-c
Eh [mV]	77 ± 91	60 ± 98	142 ± 116	b-c
Barwa wody [$\text{mgPt}\cdot\text{dm}^{-3}$]	138 ± 223	152 ± 163	13 ± 7	a-c, b-c
Ca ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	143 ± 43	144 ± 35	134 ± 13	
Mg ²⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	12,4 ± 9,4	13,7 ± 8,3	11,1 ± 6,2	
Na ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	13,0 ± 4,4	19,0 ± 10,0	15,2 ± 5,5	
K ⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	1,64 ± 1,95	1,53 ± 1,39	0,91 ± 0,73	
HCO ₃ ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	355 ± 207	434 ± 141	338 ± 23	
SO ₄ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	55,0 ± 11,6	40,1 ± 14,6	51,0 ± 4,5	a-b, b-c
Cl ⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	43,3 ± 8,2	46,3 ± 14,0	39,5 ± 7,9	b-c
Fe ²⁺³⁺ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	1,20 ± 1,60	1,89 ± 2,02	0,08 ± 0,03	a-b, a-c
Si-SiO ₃ ²⁻ [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,51 ± 1,46	3,67 ± 1,68	3,25 ± 1,49	
DOC [$\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$]	23,2 ± 14,85	15,69 ± 17,53	4,09 ± 6,14	a-b, a-c
SUVA [$\text{abs}\cdot 1\text{cm}\cdot 1\text{gC}^{-1}$]	23 ± 9	34 ± 26	33 ± 30	
N-NH ₄ ⁺ [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,85 ± 0,63	1,39 ± 1,36	0,19 ± 0,01	b-c
N-NO ₃ ⁻ [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,88 ± 0,64	2,32 ± 2,20	4,73 ± 1,19	a-b, a-c, b-c
Azot organiczny [$\text{mgN}\cdot\text{dm}^{-3}$]	3,78 ± 2,68	2,73 ± 1,74	0,88 ± 1,17	a-b, b-c
P-PO ₄ ³⁻ [$\text{mgP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,03 ± 0,02	0,05 ± 0,04	0,03 ± 0,02	
Fosfor całkowity [$\text{mgP}\cdot\text{dm}^{-3}$]	0,34 ± 0,24	0,28 ± 0,30	0,15 ± 0,11	a-c

Statystyczną istotność różnic wyliczono testem porównań wielokrotnych, metodą Duncana; EC – przewodnictwo elektrolityczne wody; Eh – potencjał oksydacyjno-redukcyjny; SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne

tycznymi i biotycznymi. Podobne zależności uzyskano w badaniach rzeki Speed w Ontario oraz rzek północnej części stanu Michigan [Hendricks 1993, Franken i in. 2001].

Podobnie jak pH zmieniały się wartości potencjału oksydacyjno-redukcyjnego oraz stopnia wysycenia wody tlenem (tab. 41, 43, 44, 45). Również w przypadku tych parametrów największą różnicę pomiędzy środowiskiem wód podziemnych i powierzchniowych zanotowano w zlewni miejskiej (tab. 45). Charakterystyczną cechą wód interstycjalnych były nieco większe wartości ich przewodnictwa elektrolitycznego. Taka tendencja utrzymywała się w zlewni leśnej oraz miejskiej. W zlewni użytkowanej rolniczo, gdzie przekształcenie środowiska naturalnego dotyczy głównie powierzchniowej warstwy pedosfery i nie sięga pierwszej warstwy wodonośnej, takiej zależności nie stwierdzono. Więk-

sze wartości rozpuszczonych związków mineralnych w wodach interstycjalnych należy wiązać z tempem mineralizacji w tej strefie, wynikającym najprawdopodobniej ze zwiększonej liczebności organizmów zasiedlających strefę hyporeiczną w stosunku do sąsiadujących środowisk [Fraser, Williams 1998].

Zagęszczenie bakterii w toni wodnej jest o kilka rzędów wielkości mniejsze niż w osadach [Fischer i in. 2002]. Mikroorganizmy towarzyszące warstwom peryfitonowym określane są często w literaturze mianem biofilmu. Mogą one pokrywać różne podłoża i są głównym miejscem wiązania materii organicznej. Ogromną rolę ekologiczną odgrywają one w małych strumieniach i niszach źródełk nizinnych. W skład biofilmu, oprócz organizmów heterotroficznych, wchodzi egzoenzymy i cząstki detrytusu tkwiące w galaretowatej masie polisacharydowej. Mikroorganizmy oprócz strefy powierzchniowej mogą zasiedlać całą strefę hyporeiczną. W badaniach rzeki Töss stwierdzono istotne różnice liczebności, biomasy i produkcji bakteryjnej w różnych typach strefy hyporeicznej [Brunke 1998]. Jednakże badania liczebności bakterii w strefie hyporeicznej rzeki Speed nie wykazały takiego zróżnicowania [Franken i in. 2001]. W badaniach w regionie białostockim liczebność bakterii w wodach interstycjalnych i podziemnych była większa niż w wodzie rzecznej. W zlewni seminaturalnej różnica liczebności bakterii pomiędzy środowiskiem wód podziemnych i powierzchniowych była istotna statystycznie. W wodzie powierzchniowej w górnym biegu Krzemianki liczebność bakterii wynosiła średnio $0,15 \times 10^6 \cdot \text{ml}^{-1}$ komórek, w wodach interstycjalnych $1,40 \times 10^6 \cdot \text{ml}^{-1}$, a w wodach podziemnych $1,22 \times 10^6 \cdot \text{ml}^{-1}$ komórek. W zlewni przekształconej stwierdzono znacznie mniejsze zróżnicowanie liczebności bakterii w wodach [Puciłowska 2008]. W wodzie Jarosówki liczebność bakterii wynosiła średnio $1,03 \times 10^6 \cdot \text{ml}^{-1}$ komórek, w wodach interstycjalnych $1,30 \times 10^6 \cdot \text{ml}^{-1}$, a w wodach podziemnych $2,32 \times 10^6 \cdot \text{ml}^{-1}$ komórek. Liczebność bakterii, ich biomasa i produkcja, oprócz istotnej roli w transformowaniu substancji, wpływa też na liczebność organizmów bezkręgowych. Największą dodatnią zależność stwierdzono pomiędzy liczebnością bakterii a *Chironomidae*, *Ostacoda*, *Oligochata* [Brunke 1998]. Duża różnorodność i liczebność organizmów zasiedlających strefę hyporeiczną jest podstawową przyczyną transformacji składu chemicznego wody interstycjalnej [Fraser, Williams 1998].

W strefie hyporeicznej następują transformacje związków biogenych, głównie DOC, azotu amonowego i azotanowego oraz związków fosforu. Naturalne systemy rzeczne mogą mieć dużą zdolność retencji węgla organicznego, zarówno w obrębie tarasów rzecznych, jak i dna [Hancock 2002]. W okresach wysokich stanów wody zgromadzona w strefie hyporeicznej materia organiczna dopływa do wód powierzchniowych, głównie w rzekach o drenażowym charak-

terze. W rzekach regionu białostockiego średnie stężenie DOC w wodach interstycjalnych było znacznie większe niż w powierzchniowych (tab. 41). Bardzo dużą różnicę stężenia tego parametru w wodach interstycjalnych i powierzchniowych zanotowano w zlewni leśnej i miejskiej (tab. 43, 45). W przekroju Krzemianka II (zlewnia rolnicza) największe stężenie DOC występowało w wodzie powierzchniowej. Wynika to z mniejszej zdolności retencyjnej obszaru wylesionego i większej roli spływu powierzchniowego i hypodermicznego w kształtowaniu składu fizyczno-chemicznego wody w zlewni rolniczej (tab. 44).

Valeti i inni [1990] odkryli, że związki azotu i fosforu zawarte w wodach interstycjalnych wzbogacają wody powierzchniowe. Powyższe spostrzeżenia potwierdzają badania Hendricks i White'a [1995], w których wykazano znacznie większe stężenie fosforu nieorganicznego w wodach podziemnych niż powierzchniowych w różnych sezonach roku hydrologicznego. W rzekach regionu białostockiego wody interstycjalne były rezerwuarem fosforu ogólnego dla wód powierzchniowych (tab. 41). Latem może to powodować eutrofizację wód rzecznych [Triska i in. 1989].

Strefa hyporeiczna spełnia funkcję strefy buforowej w stosunku do związków azotu, ponieważ pierwiastek ten podlega tu retencji i transformacji [Hinkle i in. 2001, Hefting i in. 2005]. Obieg azotu w strefie hyporeicznej ma wpływ na ogólny obieg azotu w ekosystemie rzeczonym. Strefa hyporeiczna jest określana jako źródło azotu dla wód powierzchniowych. Woda dostająca się do strefy hyporeicznej z koryta rzecznego niesie ze sobą tlen i pewną ilość materii organicznej. Wewnątrz strefy hyporeicznej następuje rozkład materii organicznej powodujący zużycie tlenu. Powstaje wówczas gradient tlenowy. Jego wielkość jest uzależniona od proporcji wód powierzchniowych i podziemnych dopływających do strefy hyporeicznej, prędkości przepływu wody oraz ilości i jakości materii organicznej. Występowanie warunków tlenowych i beztlenowych warunkuje proces nityfikacji i denityfikacji. W rzekach regionu białostockiego gradient tlenowy i azotowy pomiędzy wodami podziemnymi, interstycjalnymi i powierzchniowymi jest bardzo wyraźny (tab. 41). Zmieniający się w ciągu roku zasięg strefy hyporeicznej oraz zmienność składu chemicznego wody jest powodem dużej dynamiki siedliska w strefie hyporeicznej, mogącego prowadzić do dużej bioróżnorodności.

Zróżnicowany proces transformacji wód podziemnych w dolinach rzecznych o różnym stopniu przekształcenia środowiska naturalnego potwierdza indeks nasycenia względem minerałów. Wody w dolinach rzecznych regionu białostockiego wykazywały możliwość rozpuszczania minerałów i skał w strefie saturacji oraz wyścielających koryta rzeczne. Przeważająca liczba wyliczonych indeksów nasycenia ma wartość ujemną (tab. 46). Jedynie tlenki i wodo-

Tabela 46. Średnie wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej regionu białostockiego w latach 2003-2004

Minerał		Krzemianka I			Krzemianka II			Jaroszkówka		
		woda podziemna	woda interstycjalna	woda powierzchniowa	woda podziemna	woda interstycjalna	woda powierzchniowa	woda podziemna	woda interstycjalna	woda powierzchniowa
Halit	NaCl	-7,86	-7,95	-8,46	-8,75	-8,82	-8,84	-7,80	-7,61	-7,77
Uwodniony wodorotlenek żelaza (III)	Fe(OH) ₃	-1,32	-0,46	1,35	0,86	0,58	1,31	-2,11	-0,94	0,69
Getyt	FeOOH	3,92	4,76	6,57	6,12	5,84	6,59	3,11	4,29	5,94
Hematyt	Fe ₂ O ₃	9,77	11,44	15,06	14,18	13,61	15,10	8,13	10,49	13,80
Gips	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-2,00	-1,98	-1,97	-2,11	-2,08	-1,94	-1,60	-1,75	-1,66
Anhydryt	CaSO ₄	-2,26	-2,24	-2,23	-2,36	-2,34	-2,20	-1,86	-2,01	-1,91
Kalcyt	CaCO ₃	-0,48	-0,10	0,43	-0,06	-0,13	0,09	-0,34	0,18	0,59
Aragonit	CaCO ₃	-0,64	-0,26	0,27	-0,22	-0,29	-0,07	-0,49	0,02	0,43
Dolomit	CaMg(CO ₃) ₂	-1,77	-1,12	-0,07	-0,89	-1,08	-0,61	-1,67	-0,60	0,17
Syderyt	FeCO ₃	-0,78	-0,82	-0,78	-0,12	-0,21	-0,46	-0,32	0,35	-0,57
Jarosyt K	KFe ₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	-14,71	-13,02	-9,31	-9,58	-10,11	-8,06	-15,38	-13,46	-10,10
Melanteryt	FeSO ₄ ·7H ₂ O	-6,83	-7,22	-7,69	-6,71	-6,70	-7,03	-6,11	-6,10	-7,35
Hydroksyapatyt	Ca ₅ (PO ₄) ₃ OH	-4,13	-2,14	0,08	-1,66	-1,27	-1,06	-5,57	-2,54	-0,67
Wiwianit	Fe ₃ (PO ₄) ₂ ·8H ₂ O	-4,66	-4,76	-5,10	-2,61	-2,34	-3,75	-4,53	-2,31	-5,45
Kwarc	SiO ₂	0,21	0,20	0,17	0,06	0,07	0,09	0,03	0,04	-0,02
Chalcedon	SiO ₂	-0,28	-0,28	-0,31	-0,43	-0,41	-0,39	-0,46	-0,44	-0,51
Chryzolit	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	-11,55	-10,02	-6,94	-9,11	-9,77	-8,43	-13,58	-10,83	-7,92
Sepiolit	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	-7,71	-6,67	-4,67	-6,34	-6,77	-5,85	-9,34	-7,48	-8,09
Talk	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	-8,65	-7,14	-4,12	-6,50	-7,13	-5,75	-11,06	-8,28	-5,48

Źródło: opracowanie własne

rotlenki żelaza mogły wytrącać się z wody, choć indeks nasycenia względem tych minerałów był zróżnicowany w wodach dolin rzecznych. Większą możliwość wytrącania w wodzie powierzchniowej minerałów zawierających żelazo zanotowano w zlewni leśnej i miejskiej. Podobną tendencję stwierdzono dla krzemianów magnezu. Wszystkie typy wód doliny Krzemianki i Jarosówki były neutralne w stosunku do kwarcu (tab. 46). Porównanie analiz hydrochemicznych i wyliczonego indeksu nasycenia wody minerałami nasuwa spostrzeżenie o większej możliwości transformacji składu fizyczno-chemicznego wody podziemnej w strefie drenażu w środowisku naturalnym (zlewnia leśna) i w znacznym stopniu poddanym antropogenizacji (zlewnia miejska). Na terenach o umiarkowanym wpływie gospodarki człowieka na litosferę, pedosferę i hydrosferę przekształcenia składu wód podziemnych były znacznie mniejsze.

W wodach w obrębie małych dolin rzecznych regionu białostockiego podstawową formą występowania rozpuszczonych związków były formy jonowe (tab. 47, 48, 49, 50). Specjacje wapnia, magnezu i sodu występowały również w niewielkich ilościach jako obojętne cząsteczki siarczanów, węglanów i wodorofosforanów. Formy węglanowe wapnia, magnezu i sodu to przede wszystkim jony jednowodorowęglanowe. Potas w badanym środowisku występował tylko w formie jonowej. W wodach dolin rzecznych regionu białostockiego w największym stężeniu występowały wodorowęglany, rzędu kilku milimoli w dm^3 (tab. 47, 48, 49, 50). Ich stężenie zmieniało się znacznie w analizowanych przekrojach hydrometrycznych rzek i w typach wody. Największe średnie stężenie wodorowęglanów występowało w przekroju Jarosówka ($7,3 \text{ mmol} \cdot \text{dm}^{-3}$). W wodzie interstycjalnej tego przekroju średnie stężenie wodorowęglanów przekroczyło $8 \text{ mmol} \cdot \text{dm}^{-3}$ (tab. 50). Jony siarczanowe w największym stężeniu występowały w postaci formy anionowej. Niewielkie znaczenie w składzie analizowanych wód odgrywały obojętne cząsteczki siarczanu wapnia, magnezu, sodu, żelaza i amonu. Chlorki występowały tylko w formie jonowej. Podstawową formą występowania krzemionki w wodach źródeł była uwodniona cząsteczka kwasu ortokrzemowego. W niewielkich ilościach występował też jon trójwodorokrzemowy. O stężeniu żelaza w wodzie decydował kation dwudodatni, jon wodorowęglanu żelaza oraz węglan żelaza (tab. 47, 48, 49, 50). Związki fosforu wystąpiły w analizowanych wodach w postaci dwóch form jonowych: jedno- i dwuwodorofosforanów. Zanotowano też niewielkie ilości fosforu w postaci obojętnych cząsteczek jednowodorofosforanu wapnia i magnezu. Ich stężenie w żadnej z analizowanych wód nie przekroczyło zawartości $1 \mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$. Związki azotu w analizowanym środowisku ograniczyły swoje występowanie do dwóch form: jonu amonowego

Tabela 47. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie) w dolinach rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)

Specjacje	Wartość średnia	Woda podziemna		Woda interstycjalna		Rzeka	
	M	M	Y	M	Y	M	Y
HCO ₃ ⁻	4601	4336	3954	4888	4445	4578	4168
Ca ²⁺	2377	2256	1559	2445	1671	2431	1669
Cl ⁻	799,2	849,0	770,7	882,9	799,0	665,7	603,2
CO ₂	750,2	1099	1101	840,4	842,3	311,1	311,8
Mg ²⁺	424,1	440,7	306,2	420,4	289,1	411,3	284,0
Na ⁺	400,4	403,4	367,1	464,0	421,1	333,9	303,3
SO ₄ ²⁻	285,3	286,6	197,2	256,5	174,6	312,7	213,8
H ₄ SiO ₄	73,15	73,50	73,65	75,13	75,29	70,83	70,98
CaHCO ₃ ⁺	65,56	59,05	53,84	70,77	64,36	66,87	60,88
NO ₃ ⁻	68,06	29,99	27,17	51,40	46,44	122,8	111,1
CaSO ₄	53,52	51,68	51,78	48,88	48,99	59,99	60,11
NH ₄ ⁺	28,89	29,15	26,38	44,78	40,39	12,74	11,51
K ⁺	18,65	19,16	17,39	20,70	18,73	16,09	14,58
MgHCO ₃ ⁺	15,14	14,92	13,57	15,88	14,40	14,61	13,26
MgSO ₄	8,37	8,85	8,87	7,34	7,35	8,92	8,93
CaCO ₃	6,47	2,79	2,79	4,92	4,93	11,70	11,73
Fe ²⁺	5,98	7,86	5,46	8,74	6,02	1,35	0,93
CO ₃ ²⁻	4,23	1,92	1,32	3,19	2,18	7,57	5,20
FeHCO ₃ ⁺	1,92	2,38	2,16	2,95	2,67	0,43	0,39
NaHCO ₃	0,86	0,81	0,82	1,05	1,05	0,71	0,71
HPO ₄ ²⁻	0,78	0,57	0,39	0,93	0,63	0,84	0,57
MgCO ₃	0,61	0,30	0,30	0,46	0,46	1,08	1,08
H ₂ PO ₄ ⁻	0,58	0,70	0,64	0,76	0,69	0,27	0,25
NaSO ₄ ⁻	0,35	0,36	0,32	0,36	0,33	0,32	0,29
CaHPO ₄	0,34	0,24	0,24	0,41	0,41	0,37	0,37
FeCO ₃	0,20	0,17	0,17	0,31	0,32	0,12	0,12
NH ₄ SO ₄ ⁻	0,17	0,08	0,07	0,10	0,10	0,32	0,29
H ₃ SiO ₄ ⁻	0,14	0,07	0,06	0,10	0,01	0,24	0,22
FeSO ₄	0,10	0,14	0,14	0,13	0,13	0,03	0,03
MgHPO ₄	0,08	0,06	0,06	-	-	0,09	0,09

M – stężenie molowe; Y – aktywność jonowa. Źródło: opracowanie własne

i azotanowego. Średnia zawartość jonu azotanowego ($68\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$) w wodach regionu białostockiego była ponad dwukrotnie większa niż jonu amonowego ($29\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$). W leśnej części zlewni Krzemianki stężenie jonów amonowych i azotanowych było podobne (tab. 48). W dolnym biegu Krzemianki zanotowano prawie dwukrotnie większy średni udział azotanów w składzie

Tabela 48. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie) w przekroju Krzemianka I w latach 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)

Specjacje	Wartość średnia	Woda podziemna		Woda interstycjalna		Rzeka	
	M	M	Y	M	Y	M	Y
HCO ₃ ⁻	4241,33	3959	3620	4351	3969	4414	4034
Ca ²⁺	2180,33	2027	1416	2288	1583	2226	1552
Cl ⁻	879,90	1049	955	1004	912	586,7	533,8
CO ₂	762,50	1326	1329	740,1	741,6	221,4	221,8
Na ⁺	419,30	546,6	498,9	464,1	422,5	247,2	225,5
Mg ²⁺	399,90	438,6	307,9	391,1	272,0	370,0	259,3
SO ₄ ²⁻	250,10	257,8	179,4	240,7	165,8	251,8	174,8
H ₂ SiO ₄	87,08	90,64	90,82	88,09	88,27	82,51	82,67
CaHCO ₃ ⁺	55,59	48,94	44,74	58,95	53,77	58,87	53,80
CaSO ₄	43,94	42,67	42,75	43,80	43,89	45,35	45,44
NH ₄ ⁺	19,65	15,65	14,21	31,28	28,31	12,02	10,90
NO ₃ ⁻	14,04	10,71	0,97	10,71	9,71	20,70	18,80
MgHCO ₃ ⁺	13,28	13,70	12,49	13,29	12,09	12,85	11,71
K ⁺	12,44	11,50	10,47	15,59	14,15	10,22	9,30
MgSO ₄	7,04	8,09	8,11	6,49	6,50	6,54	6,56
CaCO ₃	6,74	1,76	1,76	4,20	4,21	14,25	14,28
CO ₃ ²⁻	4,65	1,32	0,92	2,85	1,97	9,78	6,82
Fe ²⁺	2,22	4,23	2,97	1,85	1,29	0,59	0,41
NaHCO ₃	0,82	1,01	1,01	0,94	0,94	0,51	0,51
HPO ₄ ²⁻	0,74	0,51	0,35	0,82	0,56	0,89	0,62
FeHCO ₃ ⁺	0,64	1,18	1,08	0,56	0,51	0,18	0,17
MgCO ₃	0,63	0,21	0,21	0,39	0,39	1,28	1,29
H ₂ PO ₄ ⁻	0,57	0,82	0,75	0,66	0,60	0,22	0,20
NaSO ₄ ⁻	0,32	0,44	0,40	0,34	0,31	0,19	0,18
CaHPO ₄	0,25	0,03	0,02	0,34	0,34	0,37	0,37
H ₃ SiO ₄ ⁻	0,19	0,06	0,06	0,12	0,11	0,38	0,34
FeCO ₃	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07
MgHPO ₄	0,07	0,06	0,06	-	-	0,08	0,08
NH ₄ SO ₄ ⁻	0,05	0,04	0,03	0,07	0,06	0,03	0,03
FeSO ₄	0,05	0,07	0,07	0,03	0,03	-	-

M – stężenie molowe; Y – aktywność jonowa. Źródło: opracowanie własne

jonowym wody, a w wodzie rzecznej tego profilu azotanów było pięć razy więcej niż jonów amonowych (tab. 49). Zawartość specjacji azotu w zlewni Jarosłówki była podobna do notowanej w zlewni seminaturalnej.

Tabela 49. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie) w przekroju Krzemianka II w latach 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)

Specjacje	Wartość średnia	Woda podziemna		Woda interstycjalna		Rzeka	
	M	M	Y	M	Y	M	Y
HCO ₃ ⁻	4022,33	3918	3599	4032	3702	4117	3768
Ca ²⁺	1935,00	1837	1308	1907	1355	2061	1446
CO ₂	487,30	463,6	464,4	598,3	599,3	400,0	400,7
Cl ⁻	400,53	437,2	400,1	378,0	345,7	386,4	352,2
Mg ²⁺	418,33	419,4	300,0	387,7	276,7	447,9	315,8
SO ₄ ²⁻	241,23	214,4	152,1	219,1	155,1	290,2	202,8
Na ⁺	163,40	169,2	155,2	164,9	151,1	156,1	142,7
H ₂ SiO ₄	68,21	65,45	65,56	67,63	67,75	71,56	71,69
CaHCO ₃ ⁺	48,99	45,29	41,61	48,49	44,52	53,20	48,70
CaSO ₄	39,60	33,58	33,64	35,52	35,58	49,69	49,78
NO ₃ ⁻	37,84	29,27	26,75	20,70	18,91	63,54	57,83
NH ₄ ⁺	19,88	25,56	23,33	21,32	19,45	12,76	11,60
K ⁺	13,80	12,27	11,23	12,27	11,22	16,86	15,37
MgHCO ₃ ⁺	13,45	13,20	12,10	12,53	11,48	14,61	13,34
MgSO ₄	9,63	6,77	6,78	12,53	11,48	9,60	9,62
Fe ²⁺	5,25	6,65	4,76	6,65	4,75	2,44	1,72
CaCO ₃	5,01	4,61	4,62	3,92	3,93	6,50	6,51
CO ₃ ²⁻	3,80	3,66	2,61	3,01	2,14	4,73	3,32
FeHCO ₃ ⁺	1,50	1,87	1,71	1,92	1,76	0,71	0,65
HPO ₄ ²⁻	1,14	0,91	0,65	1,57	1,10	0,95	0,66
H ₂ PO ₄ ⁻	0,71	0,54	0,49	1,15	1,05	0,45	0,41
MgCO ₃	0,60	0,58	0,58	0,44	0,44	0,78	0,78
CaHPO ₄	0,43	0,33	0,33	0,59	0,59	0,38	0,38
NaHCO ₃	0,31	0,31	0,31	0,31	0,32	0,30	0,30
FeCO ₃	0,23	0,30	0,30	0,24	0,24	0,14	0,14
H ₃ SiO ₄ ⁻	0,14	0,13	0,12	0,11	0,10	0,17	0,16
NaSO ₄ ⁻	0,13	0,12	0,11	0,12	0,11	0,14	0,13
MgHPO ₄	0,12	0,10	0,10	0,16	0,16	0,11	0,11
FeSO ₄	0,08	-	-	0,10	0,10	0,05	0,05
NH ₄ SO ₄ ⁻	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03

M – stężenie molowe; Y – aktywność jonowa. Źródło: opracowanie własne

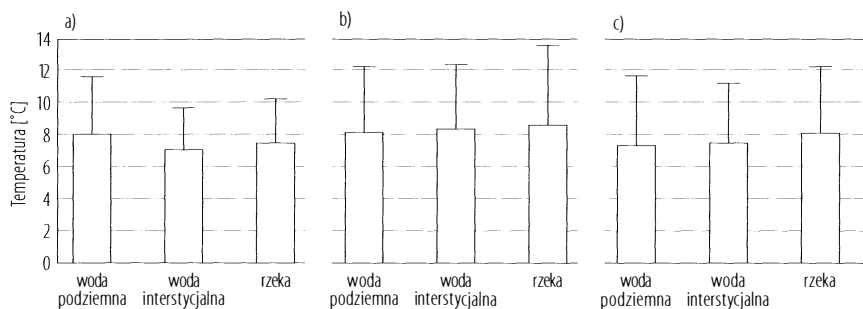
Tabela 50. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie) w przekroju Jaroszkówka w latach 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)

Specjacje	Wartość średnia		Woda podziemna		Woda interstycjalna		Rzeka	
	M		M	Y	M	Y	M	Y
HCO ₃ ⁻	7304		6925	6212	8441	7548	6546	5886
Ca ²⁺	3266		3333	2157	3354	2144	3112	2034
CO ₂	2177		4210	4223	1893	1899	4294	4307
Cl ⁻	1213		1221	1089	1306	1160	1114	995,8
Na ⁺	681,3		563,0	503,7	822,6	733,5	658,4	590,5
Mg ²⁺	472,2		472,9	308,5	520,7	335,6	423,2	278,6
SO ₄ ²⁻	402,8		453,4	291,7	330,7	210,0	424,5	275,8
CaHCO ₃ ⁺	133,1		127,6	114,5	155,3	138,9	116,4	104,7
CaSO ₄	91,41		104,9	105,2	75,12	75,36	94,22	94,49
NO ₃ ⁻	87,40		62,83	55,87	165,6	146,7	33,77	30,11
H ₄ SiO ₄	57,77		58,40	58,57	61,02	61,22	53,90	54,05
NH ₄ ⁺	57,56		60,42	53,63	98,81	87,36	13,44	11,96
K ⁺	34,74		41,88	37,33	39,09	34,72	23,24	20,77
MgHCO ₃ ⁺	25,46		24,02	21,47	31,86	28,37	20,51	18,37
MgSO ₄	11,44		12,90	12,94	10,15	10,18	11,27	11,30
CaCO ₃	10,36		2,46	2,47	8,04	8,06	20,57	20,63
FeHCO ₃ ⁺	6,14		6,53	5,84	11,49	10,23	0,39	0,35
Fe ²⁺	5,80		14,39	0,94	2,10	1,36	0,90	0,59
CO ₃ ²⁻	5,71		1,31	0,85	4,34	2,79	11,48	7,50
NaHCO ₃	2,27		1,75	1,76	3,10	3,11	1,95	1,96
MgCO ₃	0,80		0,19	0,19	0,68	0,68	1,53	1,54
NaSO ₄ ⁻	0,77		0,73	0,65	0,77	0,69	0,81	0,73
H ₂ PO ₄ ⁻	0,45		0,59	0,53	0,60	0,53	0,15	0,14
HPO ₄ ²⁻	0,43		0,21	0,13	0,59	0,37	0,49	0,32
FeCO ₃	0,40		0,19	0,19	0,90	0,91	0,11	0,11
MgHPO ₄	0,24		0,02	0,02	0,64	0,64	0,05	0,05
FeSO ₄	0,24		0,34	0,35	0,36	0,36	0,02	0,02
CaHPO ₄	0,22		0,11	0,11	0,30	0,30	0,25	0,25
NH ₄ SO ₄ ⁻	0,18		0,23	0,20	0,27	0,24	0,05	0,04
H ₃ SiO ₄ ⁻	0,09		0,02	0,02	0,06	0,06	0,19	0,17

M – stężenie molowe; Y – aktywność jonowa. Źródło: opracowanie własne

4. Dynamika termiczno-tlenowa w wodzie w małych rzekach nizinnych

Temperatura wody jest podstawowym czynnikiem wpływającym na przebieg procesów hydrogeochemicznych. Decyduje m.in. o stanach równowagi i szybkości przebiegu reakcji hydrogeochemicznych, a więc o rozpuszczaniu bądź wytrącaniu minerałów. Zgodnie z prawem Henry'ego temperatura wpływa na rozpuszczalność gazów w cieczach. Im większa temperatura wody, tym mniej tlenu może się w niej rozpuścić [Gary, Duffy 2008]. Zawartość



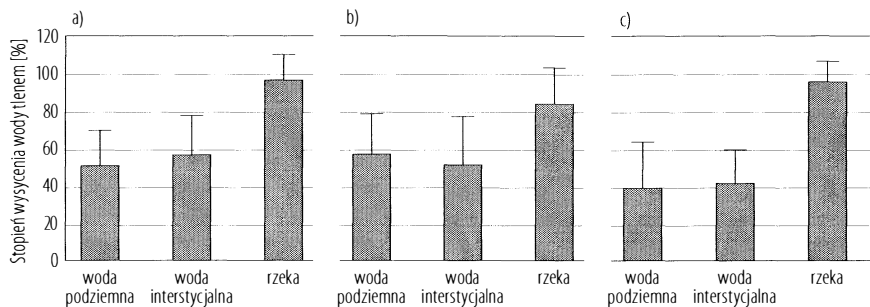
Rysunek 30. Średnia temperatura (+ odchylenie standardowe) wody podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej w przekrojach hydrometrycznych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne

tlenu pozwala na efektywne samooczyszczanie wody. Analiza zmian temperatury oraz zawartości tlenu w wodzie jest bardzo istotna dla wielu procesów chemicznych zachodzących w wodzie, warunkujących możliwość jej samooczyszczania. Temperatura wody i stężenie tlenu rozpuszczonego są czynnikami limitującymi występowanie organizmów żywych, a te wpływają na biochemiczny obieg pierwiastków.

Badania prowadzone w regionie białostockim miały na celu określenie związku pomiędzy temperaturą i tlenem rozpuszczonym w wodach interstycjalnych z termiką i natlenieniem wód podziemnych i powierzchniowych w dolinach rzek o różnym stopniu antropogenicznego przekształcenia zlewni. W pracy zwrócono uwagę na dynamikę termiczno-tlenową w różnych typach wody w ciągu roku hydrologicznego.

W okresie badań wody występujące w strefie hyporeicznej badanych rzek cechowały się najmniejszą średnią temperaturą (7,6°C). W wodach podziemnych i powierzchniowych średnia temperatura była o 0,5°C większa (tab. 41). W analizowanych przekrojach hydrometrycznych zróżnicowanie temperatury w typach wody kształtowało się odmiennie (rys. 30a, b, c). Największą temperaturą cechowały się wody wszystkich typów w dolinie rzeki o zlewni użytkowanej rolniczo (rys. 30b), charakteryzującej się jednocześnie największym średnim natężeniem przepływu wody (średnio 113,0 dm³·s⁻¹). W przekroju Krzemianka II średnia temperatura wód interstycjalnych mieściła się pomiędzy średnią wartością temperatury wód podziemnych i powierzchniowych. Podobną zależność stwierdzono w przekroju rzeki miejskiej, ale średnia temperatura wód interstycjalnych była tu bardzo zbliżona do temperatury wód podziemnych i znacznie mniejsza od średniej temperatury wód powierzchniowych.



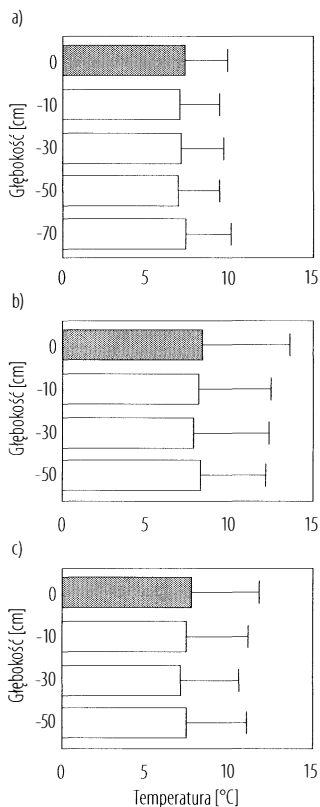
Rysunek 31. Średni stopień wysycenia wody tlenem (+ odchylenie standardowe) w wodzie podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej w przekrojach hydrometrycznych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne

wych (rys. 30c). W zlewni zalesionej wody podziemne zasilające strefę hyporeiczną były znacznie cieplejsze niż wody interstycjalne i powierzchniowe (rys. 30a). Las w znacznym stopniu izoluje warstwę wodonośną od wpływu czynników meteorologicznych. Inną przyczyną większej temperatury wody podziemnej może być zasobna warstwa wodonośna. Przejawem dużych zasobów wód podziemnych w zlewni górnej Krzemianki są liczne źródła [Jekatierynczuk-Rudczyk 2004].

We wszystkich przekrojach hydrometrycznych średnia zawartość tlenu rozpuszczonego oraz stopień wysycenia wody tlenem w wodach interstycjalnych były zbliżone do wartości notowanych w wodach podziemnych. Oba typy wody odizolowane są od wpływów atmosferycznych. W wodzie rzecznej natlenienie wód było prawie dwukrotnie większe niż w wodzie interstycjalnej i podziemnej (tab. 41). Taką zależność stwierdzono we wszystkich przekrojach badanych rzek (rys. 31a, b, c).

Pionowa zmienność temperatury w wodach interstycjalnych była niewielka (rys. 32a, b, c). W zlewni zalesionej i użytkowanej rolniczo różnice temperatury wody w profilu pionowym sięgały zaledwie 0,3°C. Jeszcze mniejszą różnicę zanotowano w profilu zlewni miejskiej, tj. 0,2°C. Najmniejsza średnia temperatura wody zawsze występowała na głębokości 30 lub 50 cm (rys. 32a, b). Zmiany temperatury wody w strefie hyporeicznej determinowane są zmianami temperatury powietrza atmosferycznego, wód powierzchniowych i podziemnych [Brunke 1998]. Generalnie wody podziemne są cieplejsze od powierzchniowych zimą, a chłodniejsze latem [Brunke, Gonser 1997]. Taką prawidłowość potwierdziły badania prowadzone w regionie białostockim (tab. 51). Dlatego też w dolinach rzecznych, które są zasilane wodami



Rysunek 32. Zmiany średniej temperatury (+ odchylenie standardowe) w wodzie rzecznej (głębokość 0 cm) i interstycjalnej w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne

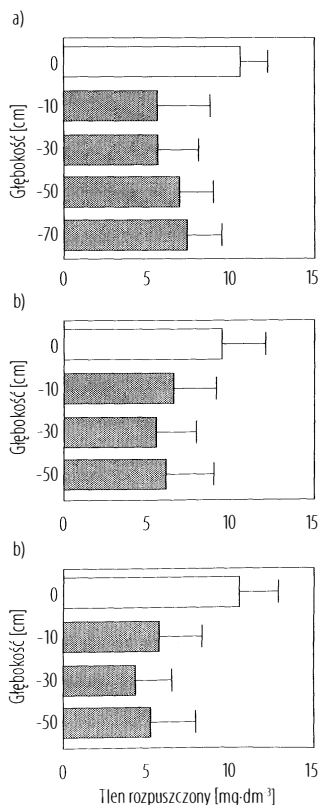
podziemnymi, wody interstycjalne mogą obniżać temperaturę wód rzecznych latem, a podwyższać ją zimą [Franken i in. 2001]. Mimo drenażowego charakteru badanych rzek, temperatura wód interstycjalnych we wszystkich przekrojach była zbliżona do temperatury wód powierzchniowych, co związane jest z wpływem warunków meteorologicznych na termikę płytko zalegających wód interstycjalnych [Brunke 1998].

Istotne znaczenie dla funkcjonowania strefy hyporeicznej ma stężenie tlenu rozpuszczonego w wodzie. Zawartość tlenu warunkuje przebieg wielu reakcji chemicznych przekształcających występujące w wodzie jony i związki chemiczne. Tlen jest też ważnym czynnikiem limitującym rozwój organizmów. Dynamika stężenia tlenu rozpuszczonego w wodzie była duża (rys. 33a, b, c). W dolinie rzeki leśnej największe natlenienie wody w strefie hypore-

Tabela 51. Zmiany sezonowe temperatury i tlenu (wartość średnia ± odchylenie standardowe) w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w zlewniach rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004

Parametry	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Wody podziemne				
Temperatura wody [°C]	7,2 ± 2,7	11,4 ± 1,9	7,5 ± 2,1	2,7 ± 0,6
Tlen rozpuszczony [mg·dm ⁻³]	5,6 ± 2,7	5,2 ± 2,4	6,8 ± 2,1	5,6 ± 1,3
SWWT [%]	50 ± 26	50 ± 23	58 ± 19	42 ± 9
Wody interstycjalne				
Temperatura wody [°C]	6,7 ± 3,0	12,2 ± 1,2	8,6 ± 2,5	2,3 ± 0,9
Tlen rozpuszczony [mg·dm ⁻³]	6,0 ± 3,0	4,1 ± 1,5	6,9 ± 2,2	5,3 ± 2,2
SWWT [%]	51 ± 29	41 ± 16	60 ± 18	40 ± 17
Wody powierzchniowe				
Temperatura wody [°C]	8,3 ± 3,2	12,6 ± 2,6	7,4 ± 2,4	2,1 ± 0,7
Tlen rozpuszczony [mg·dm ⁻³]	11,7 ± 1,2	8,9 ± 1,5	10,8 ± 1,7	11,0 ± 2,4
SWWT [%]	102 ± 14	86 ± 13	92 ± 13	80 ± 18

SWWT – stopień wysycenia wody tlenem. Źródło: badania i opracowanie własne



Rysunek 33. Zmiany średniej wartości tlenu rozpuszczonego (+ odchylenie standardowe) w wodzie rzecznej (głębokość 0 cm) i interstycjalnej w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne

icznej notowano na głębokości 50-70 cm. W górnej warstwie osadów średnie stężenie tlenu nieco się zmniejszało (rys. 33a). W leśnym odcinku Krzemianki w wodzie rzecznej notowano permanentnie wysokie stężenie DOC, a więc akumulacja związków węgla organicznego w powierzchniowej warstwie osadów była duża. Proces mineralizacji materii organicznej mógł w istotny sposób przyczynić się do zużycia tlenu w powierzchniowej warstwie strefy hyporeicznej [Simčić, Mori 2007]. W pozostałych przekrojach hydrometrycznych różnice stężenia tlenu w wodzie interstycjalnej były mniejsze (rys. 33b, c).

Warunki tlenowe wody w dużej mierze zależą od użytkowania zlewni powierzchniowej. W zlewni miejskiej natlenienie wody podziemnej i interstycjalnej było najmniejsze, a powierzchniowej zbliżone do natlenienia wody w rzece leśnej. Jedną z przyczyn zanotowanego podobieństwa stężenia tlenu w górnym odcinku Krzemianki i w dolinie Jaroszkówki jest niewielkie natężenie przepływu wody w obu profilach hydrometrycznych (rys. 26), a w związku z tym podobny kontakt cząsteczek wody z powietrzem atmosferycznym.

Mniejszy stopień wysycenia wody tlenem występuje latem, ponieważ w wyższej temperaturze następuje większe zużycie mikrobiologiczne [Pennak, Ward 1986]. Na stężenie tlenu w wodach interstycjalnych wywierają wpływ różne czynniki: pochodzenie wód interstycjalnych, aktywność respiracji w osadach oraz czas retencji wody w strefie podpowierzchniowej [Hendricks, White 1995]. W strefach drenażu stężenie tlenu może być bardzo zróżnicowane, ale zwykle jest mniejsze niż w wodach powierzchniowych. W prezentowanych badaniach zawartość tlenu w wodzie interstycjalnej nawiązywała do wartości notowanych w wodach podziemnych (rys. 31a, b, c).

Temperatura i natlenienie wód interstycjalnych wpływają na ich jakość oraz jakość wód sąsiadujących. Stwierdzono istotny statystycznie związek pomiędzy natlenieniem wód interstycjalnych a stężeniem azotu amonowego i azotanowego w zlewniach użytkowanych gospodarczo [Hancock 2002]. W regionie białostockim w zlewni rolniczej i miejskiej stwierdzono wprost proporcjonalną zależność pomiędzy stężeniem tlenu i azotu azotanowego w wodzie interstycjalnej ($r=0,50$; $p<0,05$), a odwrotnie proporcjonalną pomiędzy stężeniem tlenu i azotu amonowego ($r=-0,54$; $p<0,05$). Dodatkowo w zlewni miejskiej zwiększone natlenienie wody w strefie hyporeicznej powodowało zwiększenie zawartości siarczanów w wodzie ($r=0,40$; $p<0,05$). W zlewni seminaturalnej nie zanotowano istotnych zależności statystycznych pomiędzy natlenieniem wody i parametrami chemicznymi. W warunkach drenażu rzecznej wody interstycjalne mogą modyfikować cechy wód płynących, czasem znacznie obniżając ich jakość. W okresach wezbrań wiosennych i letnich, po silnym przemyciu strefy hyporeicznej, obserwuje się okresowo wysokie stężenie nie-

których parametrów (szczególnie związków azotu), a czasem tzw. przyduchę powodującą masowe śnięcie ryb.

5. Związki azotu w wodzie podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej w dolinach rzek nizinnych

Azot jest bardzo powszechny w środowisku i występuje w różnych formach. Nieorganiczne formy azotu to: azotany (NO_3^-), azotyny (NO_2^-), jony amonowe (NH_4^+) oraz postać gazowa (N_2). Azot organiczny znajduje się w komórkach wszystkich organizmów, jest składnikiem białek, peptydów i aminokwasów. Azot najczęściej występuje w środowisku w postaci gazowej, stanowi około 78% powietrza atmosferycznego. Jest jednym z najważniejszych składników materii żywej. Obieg azotu w wodach powierzchniowych jest dość dobrze udokumentowany, ale przemiany związków azotu w strefie hyporeicznej są poznane w niewielkim stopniu [Triska i in. 1990].

Strefa hyporeiczna spełnia funkcję strefy buforowej w stosunku do azotu, ponieważ pierwiastek ten podlega tu retencji i transformacji [Hinkle i in. 2001]. Cykl krążenia azotu w wodach powierzchniowych, interstycjalnych i podziemnych jest złożony [Groffman i in. 1998, Shibata i in. 2004]. Organizmy autotroficzne, bakterie i grzyby asymilują azot w nieorganicznych formach rozpuszczonych, preferując jony NH_4^+ [Jancarkova i in. 1997]. Azot amonowy jest regenerowany przez wydalanie i rozkład, a jego stężenie jest w pewnym stopniu buforowane w reakcjach sorpcji-desorpcji na ilach i materiale humusowym. Proces nityfikacji-denitryfikacji prowadzi do strat azotu, ponieważ azot amonowy jest najpierw przeprowadzany w azotany, a następnie w azot gazowy. W warunkach tlenowych bakterie nityfikacyjne utleniają azot amonowy do azotanów, w środowisku anoksycznym i beztlenowym azotany podlegają denitryfikacji. Bakterie denitryfikujące używają azotanów do beztlenowego utleniania materii organicznej. W dobrze natlenionych osadach denitryfikacja powinna mieć niewielkie znaczenie. W głębszych partiach osadów, gdzie stężenie tlenu jest niewielkie, proces denitryfikacji może mieć duże znaczenie i może tam dojść do akumulacji amoniaku [Kellman, Hillaire-Marcel 1998]. Intensywne przekształcanie związków azotu zachodzi w anaerobowej części strefy hyporeicznej, szczególnie tam, gdzie występują przemiany aerobowo-anaerobowe odpowiedzialne za nityfikację i denitryfikację [Sheibley i in. 2003]. W strefie aerobowej bakterie nityfikacyjne utleniają azot amonowy do azotanów. W strefie anaerobowej azotany podlegają denitryfikacji.

Istotne zróżnicowanie przekształceń związków azotowych występuje w różnych typach hydrologicznych strefy hyporeicznej [Franken i in. 2001]. Badania rzeki Speed dowiodły, że natężenie procesu denitryfikacji w wodach interstycjalnych zasilanych powierzchniowymi może być znacznie większe [Storey i in. 2004], mimo większej koncentracji w nich tlenu. Rolę retencyjną w stosunku do związków azotu najczęściej spełnia strefa hyporeiczna drenowana przez wody powierzchniowe. Proces transformacji związków azotu w strefie hyporeicznej jest więc bardzo zróżnicowany.

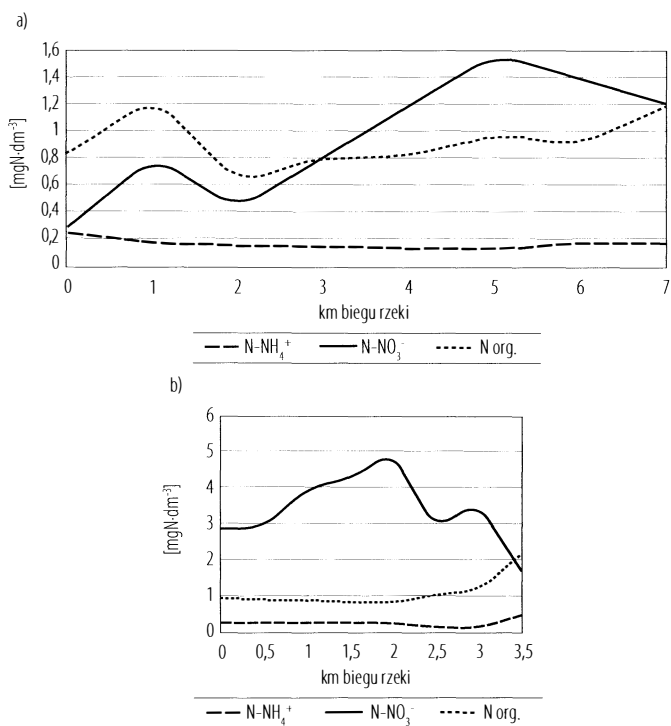
Przeprowadzone w regionie białostockim badania form azotu w dolinach małych rzek nizinnych o charakterze drenażowym miały na celu:

- określenie zróżnicowania stężenia form azotu w typach wód w dolinach rzecznych,
- prześledzenie dynamiki form azotu w wodzie interstycjalnej,
- wykazanie prawidłowości zmian form azotu w wodzie interstycjalnej w zlewniach o zróżnicowanym wpływie antropopresji,
- określenie zagrożeń ze strony strefy hyporeicznej dla jakości wód powierzchniowych w stosunku do związków azotu.

W górnej części Krzemianki główną formą azotu w wodzie był azot organiczny. Jego stężenie osiągało $1,2 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. W dolnej części rzeki dominował azot azotanowy ($1,5 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Stężenie jonów amonowych charakteryzowało się dużą stabilnością wzdłuż biegu rzeki ($0,14 - 0,24 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) (rys. 34a). W Jarosławce azot azotanowy dominował prawie na wszystkich stanowiskach (rys. 34b), a jego stężenie było wysokie ($1,3 - 5,1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Stężenie azotu amonowego i organicznego wzdłuż biegu Jarosławki zmieniało się nieznacznie (rys. 34b). Jedynie w ujściowym odcinku Jarosławki zanotowano istotny statystycznie wzrost azotu organicznego ($2,16 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) i spadek azotu azotanowego.

Zmiany stężenia N-NO_3^- wzdłuż biegu rzek mogą być spowodowane przez szereg czynników. Po pierwsze, stężenie N-NO_3^- może zmniejszać się w wodzie powierzchniowej, jeśli rzeka zasilana jest przez wody podziemne o niewielkiej koncentracji azotu azotanowego. Po drugie, N-NO_3^- może być przyswajany przez glony i rośliny zasiedlające koryta rzeczne. Po trzecie, N-NO_3^- podlega procesowi denitryfikacji przez bakterie denitryfikacyjne zasiedlające osady denne rzek [Kellman, Hillaire-Marcel 1998].

W Krzemiance zanotowano wzrost stężenia azotanów wzdłuż biegu rzeki. Największe stężenie NO_3^- stwierdzono w miejscu, gdzie rzeka przepływała przez obszary wiejskie. Największe stężenie azotu organicznego zanotowano na terenie leśnym, gdzie rzeka intensywnie zasilana jest przez źródliśka, a temperatura wody była niewielka, co nie sprzyjało przemianom związków azotu w wodzie. W wodzie źródlanej oraz w bardzo czystych potokach

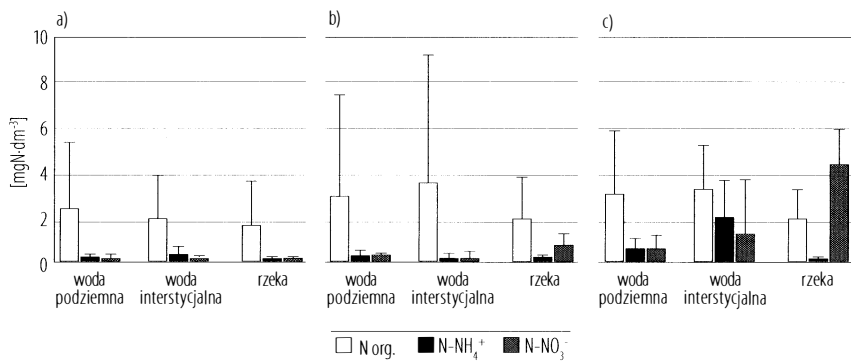


Rysunek 34. Zmiany średniego stężenia form azotu w wodzie wzdłuż biegu rzek w roku hydrologicznym 2003; a) Krzemianka, b) Jaroszówka

Źródło: badania i opracowanie własne

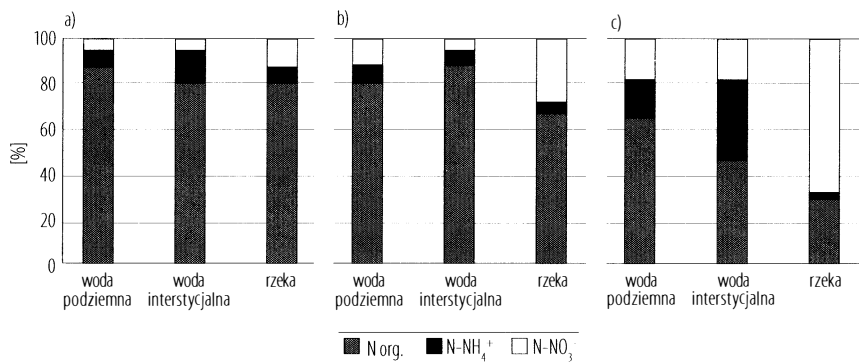
i jeziorach bakterie nityfikacyjne praktycznie nie występują, w przeciwieństwie do rzek i eutroficznych jezior [Rheinheimer 1987]. Tezę tę potwierdza stosunkowo wysokie stężenie azotu amonowego i niewielkie azotu azotanowego w wodzie źródeł leśnych dorzecza Supraśli [Jekatierynczuk-Rudczyk 1999a, b]. Wydaje się, że czynnikiem ograniczającym rozwój bakterii nityfikacyjnych jest stosunkowo niska w ciągu całego roku temperatura wpływającej na powierzchnię wody podziemnej, o 1-2°C mniejsza od wartości optymalnej. Wysokie stężenie azotu azotanowego w wodzie Jaroszówki (średnio 3,42 mg·dm⁻³) jest charakterystyczne dla terenów zurbanizowanych i świadczy o trwałym przekształceniu jakości wody na terenie Białegostoku [Jekatierynczuk-Rudczyk 2008a].

W obu przekrojach hydrometrycznych Krzemianki azot organiczny był podstawową formą azotu w wodzie (rys. 35a, b, 36a, b). Podobną zależność stwierdzono w wodzie podziemnej zasilającej koryto Jaroszówki oraz w strefie hyporeicznej tej rzeki (rys. 35c, 36c). Największe średnie stężenie



Rysunek 35. Średnie stężenie form azotu (+ odchylenie standardowe) w typach wody w przekrojach hydrometrycznych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

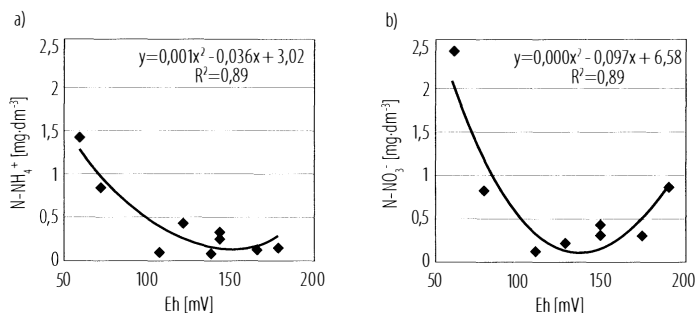
Źródło: badania i opracowanie własne



Rysunek 36. Udział procentowy form azotu w typach wody w przekrojach hydrometrycznych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: opracowanie własne

azotu organicznego wystąpiło w wodzie podziemnej w przekroju Jaroszkówka ($3,78 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Procentowa zawartość azotu organicznego w typach wód wahała się od 30% do 88% (rys. 36a, b, c). W przekroju Krzemianka I średnie stężenie azotu amonowego w wodzie interstycjalnej było większe niż w przekroju Krzemianka II i wynosiło $0,44 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. W wodzie interstycjalnej przekroju Jaroszkówka stężenie N-NH_4^+ osiągało $2,32 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ i istotnie różniło się od średniego stężenia zanotowanego w wodzie podziemnej i powierzchniowej tego przekroju. W dolnym odcinku Krzemianki średnie stężenie azotu amonowego w wodzie podziemnej i interstycjalnej było zbliżone ($0,30 - 0,36 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Azot azotanowy był główną formą azotu nieorganicznego w wodach powierzchniowych (rys. 35a, b, c, 36a, b, c). W górnej czę-



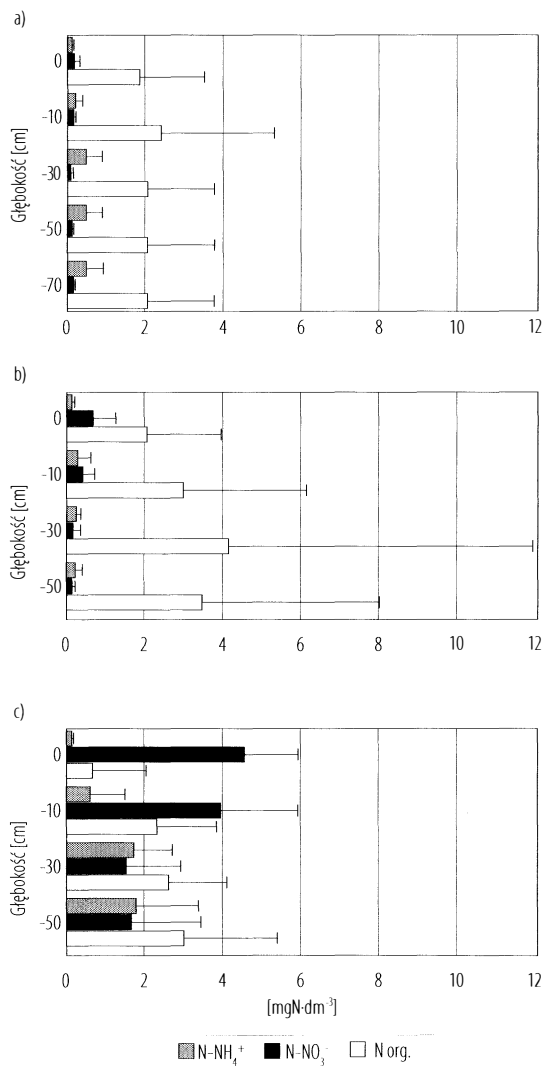
Rysunek 37. Zależność stężenia azotu amonowego (a) i azotanowego (b) od potencjału oksydacyjno-redukcyjnego w wodzie dolin rzecznych

Źródło: opracowanie własne

ści Krzemianki średnie stężenie N-NO_3^- wynosiło $0,29 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, a w dolnej było ponad dwukrotnie większe – $0,89 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$. W przekroju Jarosówka średnie stężenie azotu azotanowego przekroczyło w wodzie powierzchniowej $4,5 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$. Procentowa zawartość N-NO_3^- w wodzie rzeki Jarosówki osiągnęła 62% (rys. 36c). Dominacja azotu azotanowego wśród form azotu mineralnego w wodzie powierzchniowej związana jest z natlenieniem wody oraz dopływem tej formy azotu ze zlewni, szczególnie użytkowanej rolniczo. Wpływ zagospodarowania zlewni powierzchniowej na stężenie azotu azotanowego w wodzie wykazano na przykładzie Krzemianki (rys. 34a). Rzeka wpływa na teren użytków rolnych na około 4 km swojego biegu, a na 5 km przepływa przez wieś Rybniki. Rolnicze wykorzystanie tej części zlewni odzwierciedla się m.in. we wzroście stężenia azotanów w wodzie.

Obieg azotu w środowisku jest zdominowany przez procesy biologiczne oraz zmiany warunków tlenowych i oksydacyjno-redukcyjnych. W prezentowanych badaniach stwierdzono zależność stężenia nieorganicznych form azotu od wartości potencjału oksydacyjno-redukcyjnego (rys. 37a, b). Wraz ze wzrostem wartości potencjału oksydacyjno-redukcyjnego malało stężenie azotu amonowego i azotanowego. W przypadku N-NO_3^- tendencja malejąca utrzymywała się do $\text{Eh}=125 \text{ mV}$, po przekroczeniu tej wartości notowano wzrost stężenia azotu azotanowego.

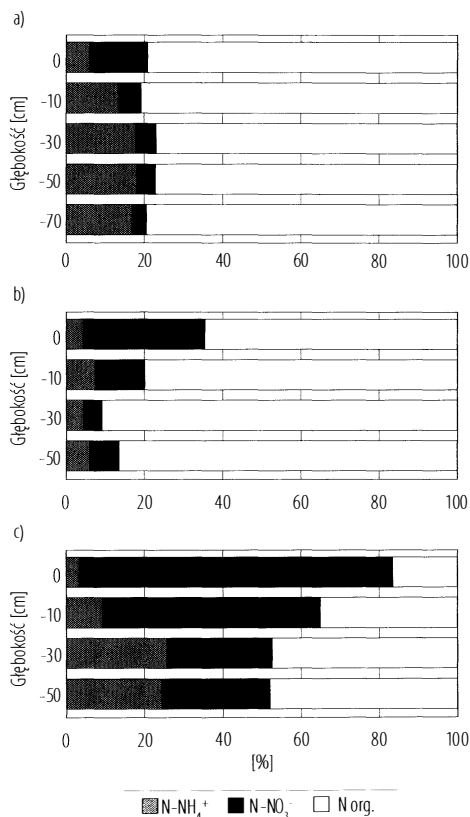
Zmiany stężenia form azotu w profilu pionowym wód interstycjalnych w obu przekrojach rzeki Krzemianki były niewielkie (rys. 38a, b, 39a, b). Spośród badanych form azotu najmniejszą zmiennością charakteryzował się azot amonowy. Średnie stężenie N-NH_4^+ w wodzie interstycjalnej w przekroju Krzemianka I wahało się od $0,35 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ na głębokości 10 cm do $0,49 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ na głębokości 50 cm (rys. 38a). Średnie stężenie N-NH_4^+ w przekroju Krze-



Rysunek 38. Zmiany średniego stężenia form azotu (+ odchylenie standardowe) w wodzie rzecznej (głębokość 0 cm) i interstycjalnej w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne

mianka II wahało się od 0,27 mg·dm⁻³ na głębokości 30 cm do 0,35 mg·dm⁻³ na głębokości 10 cm (rys. 38b). W wodzie interstycjalnej w przekroju Jaroszkówka średnie stężenie azotu amonowego zmieniało się w szerszym zakresie (0,78 - 1,76 mg·dm⁻³). Azot azotanowy i organiczny cechował się nieco większą



Rysunek 39. Udział procentowy form azotu w wodzie rzecznej (głębokość 0 cm) i interstycjalnej w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: opracowanie własne

zmiennością pionową. Najwięcej azotanów występowało na głębokości 10 cm we wszystkich przekrojach (rys. 39a, b, c). Azot organiczny dominował prawie na wszystkich głębokościach strefy hyporeicznej, ale największe średnie stężenie zanotowano na głębokości 10 cm w górnym odcinku Krzemianki, a w jej odcinku dolnym – na głębokości 30 cm. W przekroju Jaroszkówka największe średnie stężenie azotu organicznego wystąpiło na głębokości 50 cm. W wodach interstycjalnych Jaroszkówki zmienność form azotu w pionie była odmienna w porównaniu do Krzemianki (rys. 38c). Na głębokości 10 cm stwierdzono wysokie stężenie N-NO₃⁻. Azot azotanowy stanowił w tej części strefy hyporeicznej 50% azotu całkowitego (rys. 39c). Stężenie azotu organicznego w wodzie interstycjalnej tego przekroju nieznacznie malało wraz z głębokością. Zanotowano też znaczny spadek stężenia N-NO₃⁻. Na głębokości

50 cm stężenie azotu amonowego i azotanowego było zbliżone, a ich udział procentowy podobny (rys. 38c, 39c).

Na przemiany związków azotu w osadach strefy hyporeicznej wpływa stężenie rozpuszczonego tlenu w wodzie. Koncentracja tlenu w wodzie jest wypadkową hydrologicznej zależności pomiędzy rzeką a strefą hyporeiczną oraz czasu retencji wody, zużycia tlenu w wyniku respiracji i procesu mineralizacji [Edwards 1998]. Stężenie tlenu rozpuszczonego zawsze było większe w wodzie powierzchniowej niż interstycjalnej. Stopień natlenienia wód interstycjalnych i podziemnych był wyjątkowo niski we wszystkich przekrojach hydrometrycznych. W strefie hyporeicznej rzeki Krzemianki wysycenie wody tlenem na wszystkich głębokościach było podobne. W przekroju Krzemianka II stwierdzono statystycznie istotne zależności pomiędzy stężeniem tlenu rozpuszczonego i stężeniem N-NH_4^+ ($r=-0,33$; $p<0,05$) oraz stężeniem tlenu rozpuszczonego i stężeniem N-NO_3^- ($r=0,54$; $p<0,05$). W górnej części rzeki takich zależności nie stwierdzono. W wodzie interstycjalnej przekroju Jarosówka statystyczna zależność pomiędzy wysyceniem wody tlenem w wodach interstycjalnych a stężeniem N-NH_4^+ ($r=-0,56$; $p<0,05$) oraz N-NO_3^- ($r=0,58$; $p<0,05$) była jeszcze większa.

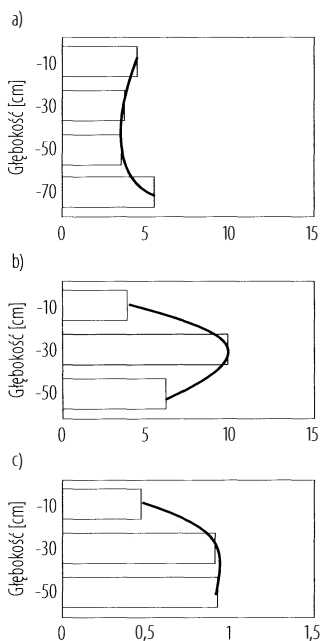
W małych rzekach nieorganiczne związki azotu podlegają transformacji w strefie hyporeicznej [Storey i in. 2004]. Mikroorganizmy oraz epiliton występujące w osadach rzecznych wpływają na procesy nityfikacji i denityfikacji form azotu w wodzie interstycjalnej. Zmienność pionowa stężenia tlenu w wodach interstycjalnych może kontrolować tempo denityfikacji. W osadach rzeki Krzemianki, ze względu na zawartość tlenu w wodzie, prawdopodobnie znaczenie denityfikacji w osadach jest niewielkie. Większe znaczenie proces ten może odgrywać w przemianach mineralnych związków azotowych w strefie hyporeicznej Jarosówki, gdzie stężenie tlenu rozpuszczonego w wodzie interstycjalnej jest znacznie mniejsze [Jakatierynczuk-Rudczyk 2008b].

Strefa hyporeiczna jest dynamicznym ekotonem decydującym o funkcjonowaniu wielu systemów rzecznych. Zalesienie, działalność rolnicza oraz zabudowa miejska może wpływać na charakter procesów zachodzących w strefie hyporeicznej, decydując o obiegu pierwiastków, siedlisku, a także o usuwaniu zanieczyszczeń [Triska i in. 1993]. Sposób użytkowania gruntów istotnie wpływa na natlenienie osadów w strefie hyporeicznej oraz występujące tu procesy biochemiczne. W leśnej części zlewni stosunek azotu organicznego do mineralnego był większy niż w zlewni rolniczej i miejskiej (tab. 52). Na terenach leśnych dostawa materii organicznej do koryta rzecznej jest znacznie większa niż w zlewniach wylesionych. Mineralizacja szczątków organicznych w górnym biegu Krzemianki jest ograniczona ze względu na niską tempera-

Tabela 52. Zależności pomiędzy stężeniem związków azotu w typach wody w dolinach rzek regionu biastockiego w latach 2003-2004

Typ wody	Azot organiczny			N-NH ₄ ⁺		
	Azot mineralny			N-NO ₃ ⁻		
	KI	KII	J	KI	KII	J
Woda podziemna	8,2	5,0	4,1	1,5	0,9	0,9
Woda interstycjalna	4,3	6,0	6,5	3,0	1,0	1,0
Woda powierzchniowa	3,8	2,3	2,0	0,6	0,2	0,2

KI – przekrój Krzemianka I, KII – przekrój Krzemianka II, J – przekrój Jarosówka. Źródło: opracowanie własne

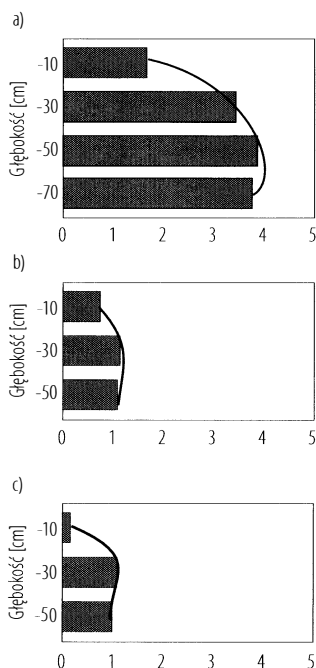


Rysunek 40. Stosunek azotu organicznego do mineralnego w wodach interstycjalnych w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka

Źródło: opracowanie własne

turę wody związanej z intensywnym zasilaniem podziemnym. Proces mineralizacji materii organicznej ograniczony jest również przez niewielki czas retencji wody w płytkim korycie rzeczonym. Zmiana stosunku azotu organicznego do mineralnego w wodzie interstycjalnej w pionie również była nieco inna w przekrojach hydrometrycznych, choć w rzekach o wpływie antropresji stosunek ten zmieniał się podobnie (rys. 40).

W rzekach o charakterze drenażowym azot amonowy może być eksporowany przez wody interstycjalne do rzek. Nadwyżki N-NH₄⁺ w wodzie



Rysunek 41. Stosunek azotu amonowego do azotanowego w wodach interstycjalnych w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: opracowanie własne

powierzchniowej podlegają nitryfikacji. Przemiany nieorganicznych form azotu we wszystkich przekrojach hydrometrycznych były podobne, ale większe natężenie tych procesów zanotowano w zlewni leśnej (rys. 41). W leśnej części Krzemianki średni stosunek $N-NH_4^+$ do $N-NO_3^-$ w wodach doliny był największy i wynosił 1,7 (tab. 52). W tym przekroju zanotowano trzykrotnie większy stosunek $N-NH_4^+$ do $N-NO_3^-$ w wodzie interstycjalnej niż w pozostałych typach wody. Azot amonowy był dominującą formą azotu nieorganicznego w strefie hyporeicznej leśnej części Krzemianki. Stosunek $N-NH_4^+$ do $N-NO_3^-$ wskazuje na intensywność transformacji nieorganicznych form azotu w wodzie. Większa wartość liczbową tego wskaźnika może być podyktowana zwiększoną amonifikacją w osadach rzecznych [Jekatieryńczuk-Rudczyk 2008b].

Największe średnie stężenie azotu organicznego i amonowego w wodach podziemnych zasilających przekroje hydrometryczne obserwowano w okresie letnim (tab. 53). Wysokie wartości wymienionych form azotu notowano też zimą. Wiosną i jesienią stężenie azotu organicznego i amonowego było o połowę mniejsze (tab. 53). Średnie stężenie azotanów w wodzie podziem-

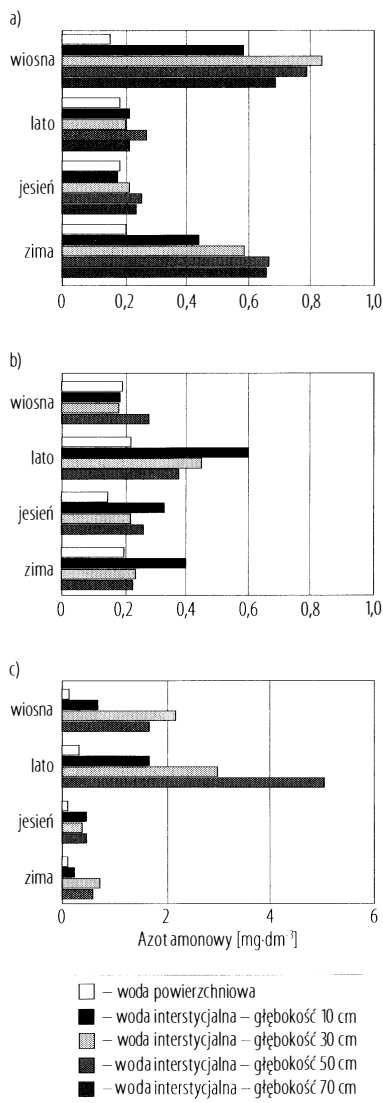
Tabela 53. Zmiany sezonowe związków azotu ($\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$) (wartości średnie \pm odchylenie standardowe) w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w dolinach rzek nizinnych w latach 2003-2004

Parametry	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Wody podziemne				
N-NH ₄ ⁺	360 ± 285	635 ± 613	274 ± 294	596 ± 695
N-NO ₃ ⁻	355 ± 346	380 ± 505	378 ± 263	744 ± 758
Azot organiczny	2146 ± 1451	4652 ± 5684	2928 ± 2557	4071 ± 2785
Wody interstycjalne				
N-NH ₄ ⁺	792 ± 884	835 ± 1346	306 ± 311	573 ± 428
N-NO ₃ ⁻	554 ± 1091	439 ± 995	1013 ± 1885	942 ± 1490
Azot organiczny	2198 ± 1541	3494 ± 4188	2785 ± 4712	2901 ± 1779
Wody powierzchniowe				
N-NH ₄ ⁺	165 ± 70	236 ± 138	149 ± 67	184 ± 40
N-NO ₃ ⁻	1826 ± 1966	1555 ± 2331	1424 ± 1898	2327 ± 2205
Azot organiczny	1422 ± 1155	1876 ± 2297	1618 ± 1725	1774 ± 1912

Źródło: badania i opracowanie własne

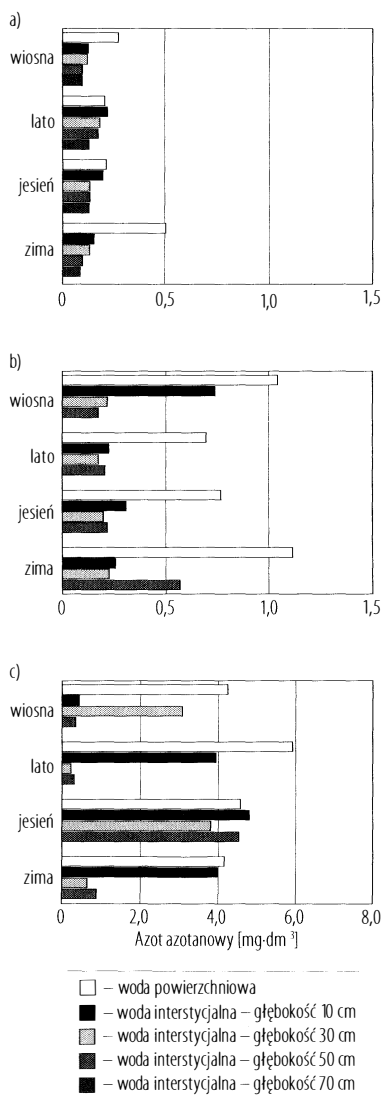
nej przez większą część roku hydrologicznego utrzymywało się na zbliżonym poziomie, a dwukrotnie wzrastało zimą. Mimo że proces nitryfikacji w chłodnej porze roku ulega zahamowaniu lub znacznemu spowolnieniu, średnie stężenie azotu azotanowego wzrastało dwukrotnie. Należy zauważyć, że temperatura wód podziemnych w okresie zimowym była znacznie większa niż wód powierzchniowych, więc proces nitryfikacji w warunkach tlenowych może w tym środowisku zachodzić. Większa zawartość azotu azotanowego w wodzie powierzchniowej w okresie zimowym wynika też ze znacznie mniejszego wykorzystania tego jonu przez glony i makrofity. Średnie stężenie azotu amonowego i organicznego w wodzie powierzchniowej badanych rzek było zbliżone (tab. 53).

W wodach interstycjalnych, w chłodnej porze roku, notowano nieco mniejsze wartości średnie jonów amonowych, przy jednoczesnym podwyższeniu zawartości azotanów. Największy gradient stężenia N-NH₄⁺ pomiędzy strefą hyporeiczną i rzeką w leśnej części Krzemianki stwierdzono wiosną, natomiast w zlewniach przekształconych antropogenicznie – latem (rys. 42a, b, c). Zmienność azotu azotanowego w wodach interstycjalnych Krzemianki jest niewielka (rys. 43a, b). W przekroju Jaroszkówka dynamika N-NO₃⁻ jest znacznie większa i nieregularna w czasie. Jedynie jesienią stężenie azotu azotanowego jest wyrównane pomiędzy rzeką i wodą interstycjalną (rys. 43c). Najwięcej azotu organicznego w tym środowisku notowano latem, prawie dwukrotnie więcej niż w wodach powierzchniowych (tab. 53). Tak duże gradienty stężenia azotu organicznego pomiędzy strefą hyporeiczną i rzeką mogą stanowić znaczące zagrożenie dla wody powierzchniowej, szczególnie w ekstremalnych



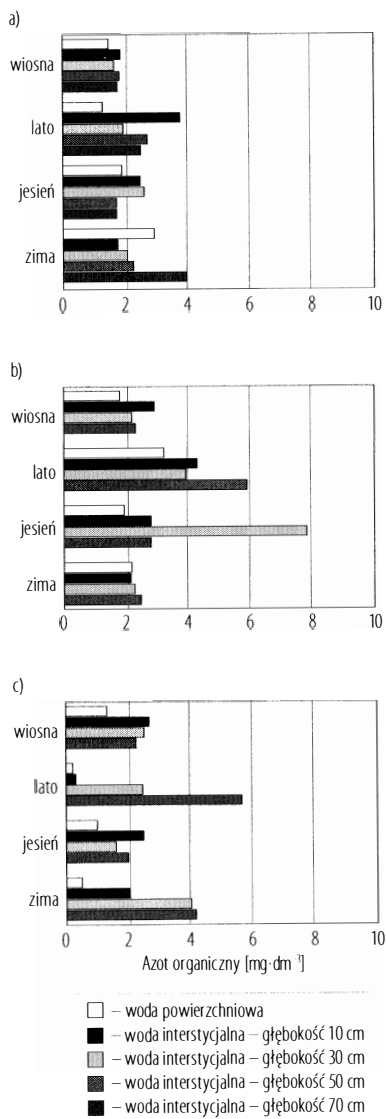
Rysunek 42. Sezonowa zmienność średniego stężenia azotu amonowego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne



Rysunek 43. Sezonowa zmienność średniego stężenia azotu azotanowego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne



Rysunek 44. Sezonowa zmienność średniego stężenia azotu organicznego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne

sytuacjach hydrologicznych [Jekatierynczuk-Rudczyk 2008b]. Wzbogacenie wód powierzchniowych w organiczne formy azotu latem, dotyczy głównie leśnej części zlewni Krzemianki, gdzie w wodzie interstycjalnej na głębokości 10 cm średnie stężenie azotu organicznego było ponad dwukrotnie większe niż w rzece (rys. 44a). W przekroju Krzemianka II i Jaroszkówka tak dużego gradientu stężenia azotu organicznego pomiędzy wodami interstycjalnymi i powierzchniowymi nie zanotowano (rys. 44b, c).

6. Zmiany stężenia związków fosforu w wodzie małych zlewni nizinnych

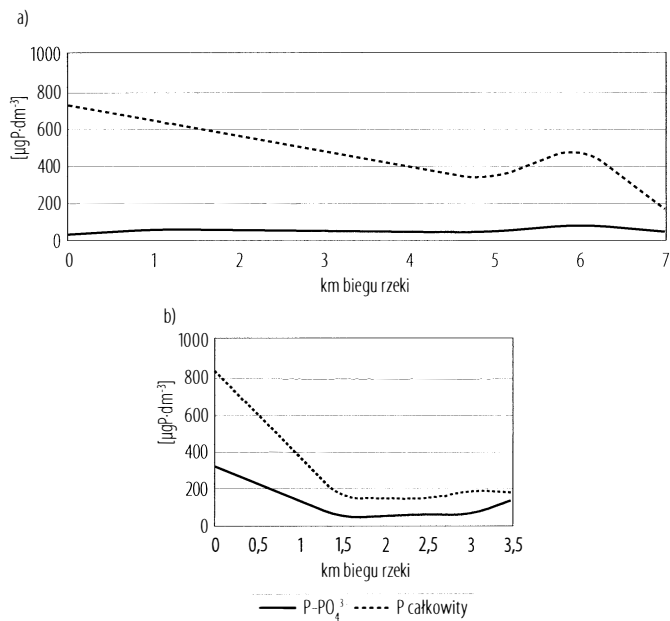
Fosfor, mimo że stanowi zaledwie 0,2% (udział wagowy) masy łądów i oceanów, ma ogromny wpływ na życie prawie wszystkich organizmów żywych [Withers, Jarvie 2008]. W wodach naturalnych fosfor może pochodzić z rozkładu organicznych związków roślinnych lub zwierzęcych, z rozpuszczania minerałów, z pól nawożonych nawozami fosforowymi oraz z zanieczyszczeń ściekami przemysłowymi i komunalnymi. Wzrastający ładunek fosforu w zbiornikach wodnych jest główną przyczyną eutrofizacji [Bowes i in. 2003].

Procesy wymiany fosforu między wodą a osadami dennymi w dużym stopniu zależą od warunków tlenowych, temperatury, odczynu, potencjału oksydacyjno-redukcyjnego i powierzchni kontaktu osadów dennych. Zaobserwowano również, że w warunkach anaerobowych następuje trzykrotnie szybszy powrót fosforanów do toni wodnej niż w warunkach aerobowych [Mainstone, Parr 2002].

Przeprowadzone w regionie białostockim badania związków fosforu w wodzie dolin rzecznych miały na celu:

- określenie stężenia związków fosforu w typach wód w dolinach rzek,
- prześledzenie dynamiki związków fosforu w wodzie interstycjalnej,
- wykrycie prawidłowości zmian związków fosforu w wodzie interstycjalnej w zlewniach o zróżnicowanym wpływie antropopresji,
- określenie czasowych zagrożeń dla jakości wód powierzchniowych ze strony związków fosforu.

Zmiany stężenia związków fosforu w wodzie wzdłuż biegu rzek podyktowane są różnymi czynnikami. Do najważniejszych należy zaliczyć budowę geologiczną zlewni, warunki hydrometeorologiczne i użytkowanie terenu [Bowes i in. 2003]. W wodzie Krzemianki stężenie ortofosforanów było niewielkie ($44 - 110 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$) (rys. 45a). Największą wartość zanotowano w przekroju zamykającym zlewnię, w otoczeniu którego dominowały użytki rolne. W leś-

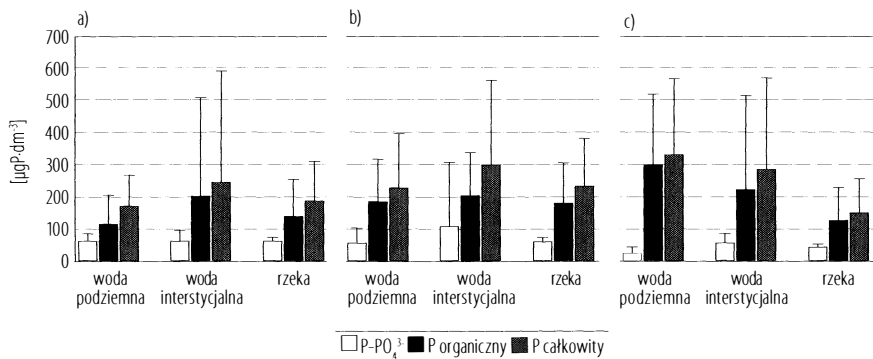


Rysunek 45. Zmiany stężenia fosforu mineralnego i całkowitego w wodzie wzdłuż biegu rzek w roku hydrologicznym 2003; a) Krzemianka, b) Jarosówka

Źródło: badania i opracowanie własne

nej części zlewni średnie stężenie $P-PO_4^{3-}$ sięgało nieco powyżej $70 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$. W rzece miejskiej średnie stężenie ortofosforanów było znacznie większe niż w rzece o zlewni leśnej. Szczególnie wysokie stężenie stwierdzono na odcinku Jarosówki drenującej obszar zabudowy miejskiej (rys. 45b). Podobną tendencję zanotowano wzdłuż biegu Jarosówki dla fosforu całkowitego, a jego stężenie zawierało się w przedziale $125 - 819 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$. Związki fosforu występują w znacznym stężeniu w ściekach bytowych. W ciągu doby organizm człowieka wydała $1,3 - 1,5 \text{ gP}$. Ładunek fosforu odprowadzany w ściekach miejskich, przypadający na 1 mieszkańca, wynosi $2 - 8 \text{ gP}\cdot\text{d}^{-1}$. Duże ładunki fosforu są powodowane głównie używaniem środków piorących. Średnie stężenie fosforu całkowitego w Krzemiance również zmieniło się w szerokim zakresie – $147 - 717 \mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$ (rys. 45a).

W zlewni Krzemianki w obu profilach w wodzie interstycjalnej stwierdzono największe stężenie ortofosforanów, fosforu organicznego i całkowitego w stosunku do otaczających środowisk wodnych. W przekroju hydrometrycznym położonym w zalesionej części zlewni stężenie fosforu całkowitego i organicznego w wodzie interstycjalnej było znacznie większe niż w wodach



Rysunek 46. Średnie stężenie form fosforu (+ odchylenie standardowe) w typach wody w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne

sąsiadujących ze strefą hyporeiczną (rys. 46a, b). W przekroju Jaroszkówka w wodzie interstycjalnej zanotowano największe stężenie ortofosforanów, ale różnice w poszczególnych typach wód tej formy fosforu nie były istotne statystycznie. Największe stężenie fosforu całkowitego i organicznego w tym przekroju hydrometrycznym zanotowano w wodzie podziemnej (rys. 46c). Znaczna zawartość $P-PO_4^{3-}$ w wodzie w zlewni miejskiej wynika z dostawy tego związku do środowiska wodnego poprzez nieszczelne szamba lub sieć kanalizacyjną. Na terenach zabudowanych istotnym czynnikiem wpływającym na szybką dostawę ładunku fosforu jest spływ powierzchniowy, szczególnie istotny w okresie letnich opadów nawalnych [Withers, Jarvie 2008]. W trakcie dużych prędkości wody w rzece może dochodzić do resuspensji osadów. Proces ten może prowadzić do wzrostu zawartości związków fosforu w toni wodnej [Moreau i in. 1998].

Stosunek $P-PO_4^{3-}$ do fosforu całkowitego w typach wody w obrębie doliny Krzemianki był zbliżony (tab. 54). W obu przekrojach hydrometrycznych Krzemianki ortofosforany stanowiły około 30% fosforu całkowitego, co świad-

Tabela 54. Zależności pomiędzy stężeniem form fosforu w wodach dolin rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004

Typ wody	P- PO_4^{3-} P całkowity			P- PO_4^{3-} P organiczny		
	KI	KII	J	KI	KII	J
Woda podziemna	0,31	0,25	0,10	0,46	0,32	0,12
Woda interstycjalna	0,22	0,34	0,16	0,29	0,55	0,19
Woda powierzchniowa	0,30	0,27	0,22	0,42	0,36	0,29

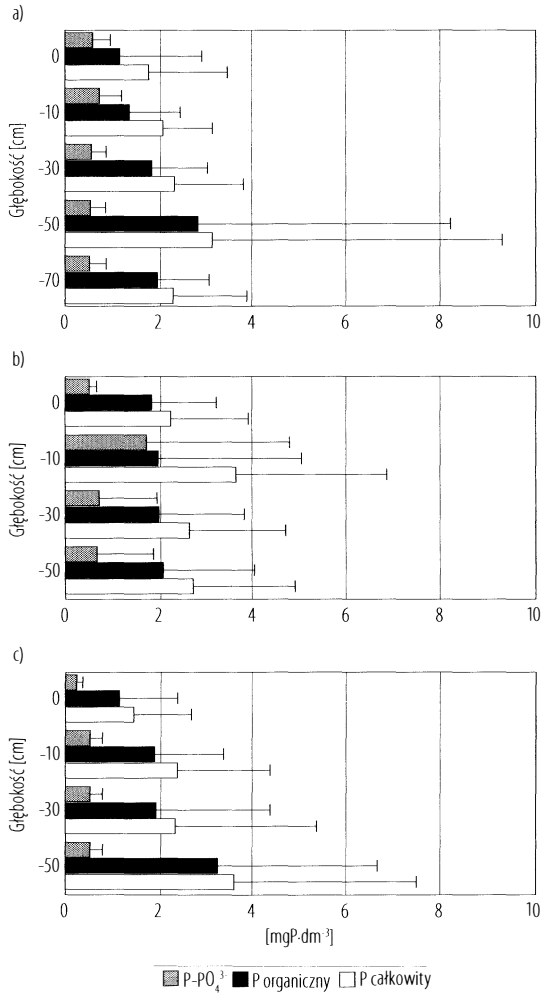
KI – przekrój Krzemianka I, KII – przekrój Krzemianka II, J – przekrój Jaroszkówka. Źródło: opracowanie własne

czy o względnej naturalności środowiska wodnego regionu białostockiego. W Jarosławce w wodach podziemnych stosunek $P-PO_4^{3-}$ do fosforu całkowitego był dwukrotnie mniejszy niż w wodach powierzchniowych. Stosunek $P-PO_4^{3-}$ do fosforu organicznego w wodzie rzeki Jarosławki był również ponad dwukrotnie większy niż w wodach podziemnych. W wodach interstycjalnych przekroju Krzemianka II stosunek $P-PO_4^{3-}$ do fosforu organicznego wynosił aż 0,55 i był największy spośród badanych (tab. 54). Wskazuje to na znaczny ładunek fosforu mineralnego docierającego do wody w postaci nawozów mineralnych.

We wszystkich przekrojach hydrometrycznych największe stężenie fosforu mineralnego stwierdzono w wodzie interstycjalnej na głębokości 10 cm. W zlewni seminaturalnej i miejskiej nie były to różnice istotne statystycznie, w zlewni rolniczej w najpłytszej warstwie wód interstycjalnych stężenie ortofosforanów było prawie dwukrotnie większe niż w wodach głębszych (rys. 47a, b, c). W przekroju tym również w najpłytszej warstwie strefy hyporeicznej stwierdzono największe stężenie fosforu całkowitego.

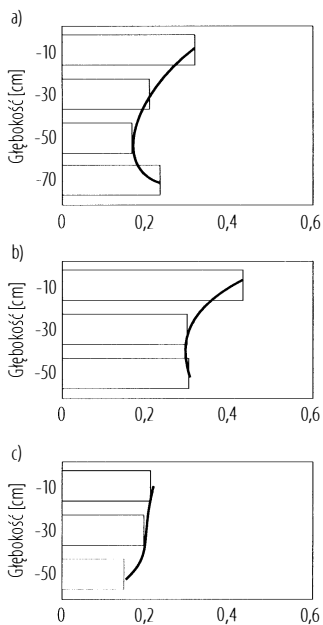
Pionowa dynamika ortofosforanów i fosforu całkowitego w wodzie interstycjalnej w przekrojach na rzece Krzemiance była zbliżona. W przekroju w dolinie Jarosławki spadek stosunku $P-PO_4^{3-}$ do fosforu całkowitego był mniej wyraźny (rys. 48) i przyjmował nieco mniejsze wartości niż w wodzie interstycjalnej z przekrojów w zlewni Krzemianki. Zróżnicowanie zawartości form fosforu mineralnego i organicznego w profilu pionowym wód interstycjalnych we wszystkich przekrojach było podobne (rys. 49, tab. 54), choć stosunek $P-PO_4^{3-}$ do fosforu organicznego w zlewni użytkowanej rolniczo był nieco większy.

Związki fosforu w przyrodzie ulegają podobnym przemianom jak związki azotowe. Szczególnie intensywnie przebiega przemiana fosforanowa w wodach powierzchniowych, w których mikroorganizmy asymilują fosfor w postaci ortofosforanów, a następnie po obumarciu opadają na dno, gdzie z kolei następuje mineralizacja i uwalnianie fosforanów. Z tych względów w wodach powierzchniowych obserwuje się sezonowość występowania fosforanów, polegającą na notowaniu większego stężenia jesienią, zimą i wiosną, a mniejszego latem [Moreau i in. 1998, McDowell 2003]. W wodzie podziemnej największe średnie stężenie $P-PO_4^{3-}$ oraz fosforu całkowitego notowano latem, a najmniejsze jesienią (tab. 55). W wodzie interstycjalnej największe średnie stężenie związków fosforu wystąpiło zimą. Średnie stężenie ortofosforanów w wodzie powierzchniowej było wyrównane w ciągu roku. Latem i zimą średnia wartość fosforu całkowitego w wodzie powierzchniowej była prawie dwukrotnie większa niż w pozostałych sezonach roku hydrologicznego (tab. 55).



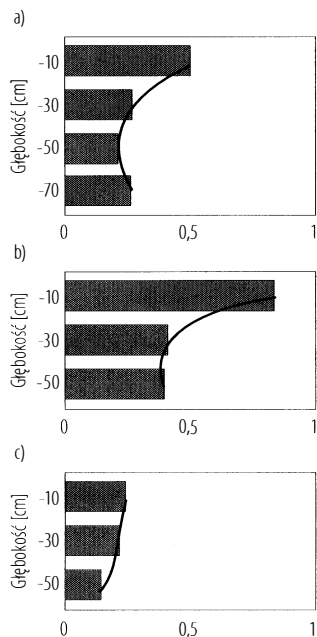
Rysunek 47. Zmiany średniego stężenia form fosforu (+ odchylenie standardowe) w wodzie rzecznej (głębokość 0 cm) i interstycjalnej w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka

Źródło: badania i opracowanie własne



Rysunek 48. Stosunek fosforu ortofosforanowego do całkowitego w wodach interstycjalnych w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: opracowanie własne



Rysunek 49. Stosunek fosforu ortofosforanowego do organicznego w wodach interstycjalnych w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: opracowanie własne

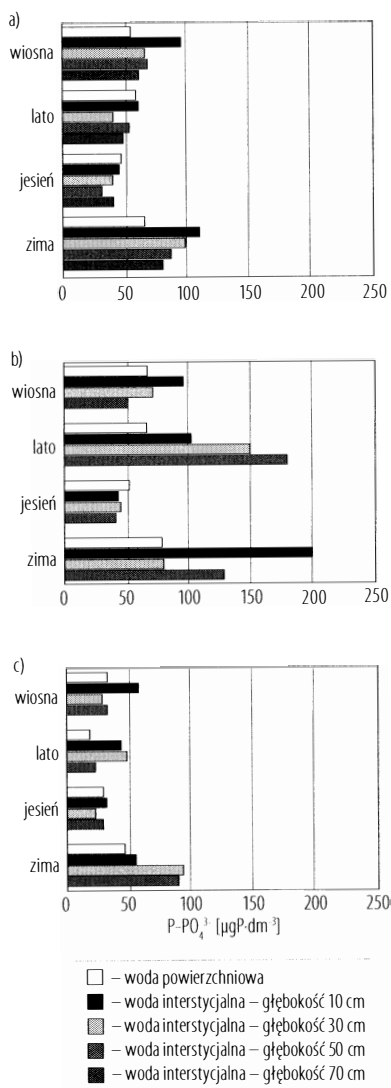
Tabela 55. Zmiany sezonowe średniego stężenia form fosforu ($\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$) (wartości średnie \pm odchylenie standardowe) w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w dolinach rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004

Parametry	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Wody podziemne				
P- PO_4^{3-}	55 \pm 32	66 \pm 45	38 \pm 21	47 \pm 23
Fosfor całkowity	221 \pm 185	346 \pm 200	163 \pm 118	258 \pm 119
Wody interstycjalne				
P- PO_4^{3-}	64 \pm 49	81 \pm 108	35 \pm 21	143 \pm 282
Fosfor całkowity	253 \pm 236	334 \pm 226	227 \pm 386	349 \pm 295
Wody powierzchniowe				
P- PO_4^{3-}	51 \pm 20	56 \pm 24	43 \pm 20	61 \pm 26
Fosfor całkowity	165 \pm 140	296 \pm 161	130 \pm 55	226 \pm 97

Źródło: badania i opracowanie własne

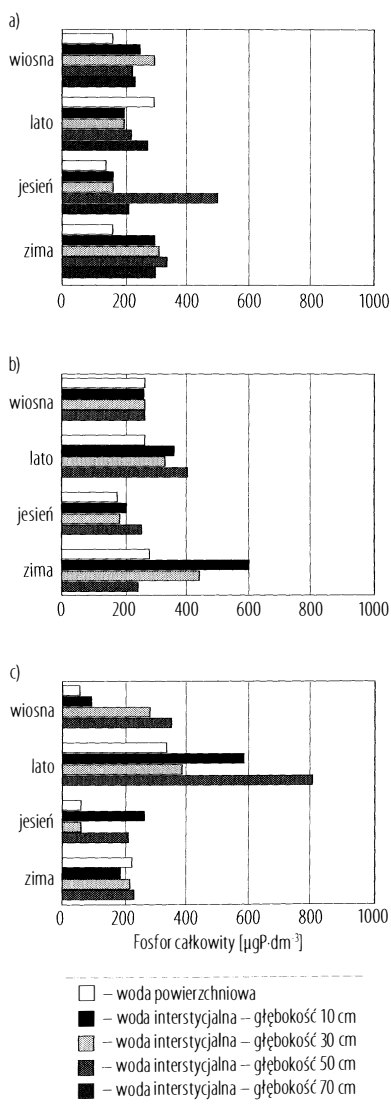
Zawartość ortofosforanów w wodzie interstycjalnej w zlewni leśnej wiosną i zimą była prawie dwukrotnie większa niż w wodzie rzeki. Największe wartości tego związku notowano w wodzie interstycjalnej na głębokości 10 cm. Latem i jesienią zawartość P- PO_4^{3-} w wodzie interstycjalnej przekroju Krzemianka I była wyrównana, co świadczy o biologicznym wykorzystaniu ortofosforanów zarówno w wodzie interstycjalnej, jak i powierzchniowej (rys. 50a). Rozpuszczony fosfor nieorganiczny asymilowany przez rośliny przechodzi do elementów komórki, a więc w formy organicznego fosforu cząsteczkowego. Fosfor cząsteczkowy może być wydalany lub uwalniany podczas rozkładu komórki bezpośrednio jako rozpuszczony fosfor nieorganiczny lub uwalniany jako fosfor organiczny w wyniku aktywności bakterii. W zlewniach przekształconych antropogenicznie jedynie jesienią stwierdzono wyrównane stężenie P- PO_4^{3-} pomiędzy strefą hyporeiczną i rzeką, a w pozostałych okresach roku hydrologicznego w wodzie interstycjalnej P- PO_4^{3-} znacząco przewyższały wartości notowane w wodzie rzecznej (rys. 50b, c).

Stężenie fosforu całkowitego w wodzie interstycjalnej pobieranej z różnych głębokości w przekrojach zlokalizowanych w zlewni Krzemianka było wyrównane (rys. 51a, b), z wyjątkiem okresu jesienno-wiosennego w przekroju Krzemianka I i zimowego w przekroju Krzemianka II. W przekroju Jaroszkówka zmiany stężenia fosforu w wodzie interstycjalnej w ciągu roku były większe (rys. 51c). Prawie przez cały rok hydrologiczny w najpłytszej warstwie strefy hyporeicznej stężenie analizowanych związków fosforu było największe, co umożliwiało dostarczanie pewnej puli tego pierwiastka do wód powierzchniowych.



Rysunek 50. Sezonowa zmienność średniego stężenia fosforu ortofosforanowego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne



Rysunek 51. Sezonowa zmienność średniego stężenia fosforu całkowitego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszówka

Źródło: badania i opracowanie własne

Procesy wymiany fosforu między wodą a osadami dennymi w dużym stopniu zależą od warunków tlenowych, temperatury (są szybsze w wyższej temperaturze), odczynu (szybsze przy niższym pH), potencjału oksydacyjno-redukcyjnego i powierzchni osadów dennych. Zmiany zawartości związków fosforu w wodzie mogą być powodowane sorpcją jonów fosforanowych na ziarnach iłów lub cząsteczkach organicznych. Ten proces zachodzi przy dużym stężeniu fosforu nieorganicznego, niskie stężenie sprzyja desorpcji fosforu. W warunkach aerobowych fosfor rozpuszczony może tworzyć kompleksy z tlenkami i wodorotlenkami metali, dając nierozpuszczalne osady. Te formy fosforu uwalniane są w warunkach anaerobowych [Mainstone, Parr 2002]. W badanym środowisku wód interstycjalnych sorpcja cząstek fosforu odgrywa raczej znaczenie marginalne ze względu na niewielką zawartość frakcji o $\phi < 1$ mm w osadach (tab. 39). Większe znaczenie w zatrzymywaniu jonów fosforanowych może odgrywać materia organiczna zdeponowana w korycie rzecznym. Ze względu na szybką reakcję poziomu i prędkości wody na warunki meteorologiczne (opady, zmiany kierunku i siły wiatru) w korytach małych jest to jednak zjawisko okresowe i krótkotrwałe.

Dwukrotnie mniejsza zawartość związków fosforu w osadach strefy hyporeicznej w porównaniu do strefy saturacji (tab. 40) wskazuje na ekologiczne wiązanie związków fosforu [Pretty i in. 2006]. W okresie letnim wody strefy hyporeicznej mogły być znacznym źródłem fosforu dla wód powierzchniowych w zlewni rolniczej i miejskiej.

7. Przekształcenia rozpuszczonych związków materii organicznej i jej aromatyczności w wodach dolin nizinnych

Główne zasoby węgla w wodach stanowi węgiel nieorganiczny, występujący w postaci ditlenku węgla i jonów wodorowęglanowych. Obecność różnych postaci węgla nieorganicznego w wodzie odgrywa szczególnie ważną rolę w kontroli odczynu wód naturalnych [Brunke, Gonser 1997]. Nieorganiczny węgiel w wodzie jest pierwotnym substratem do syntezy autochtonicznej materii organicznej. Istotne znaczenie w ekosystemach wodnych ma też węgiel organiczny o frakcji grubocząsteczkowej, drobnocząsteczkowej i rozpuszczonej.

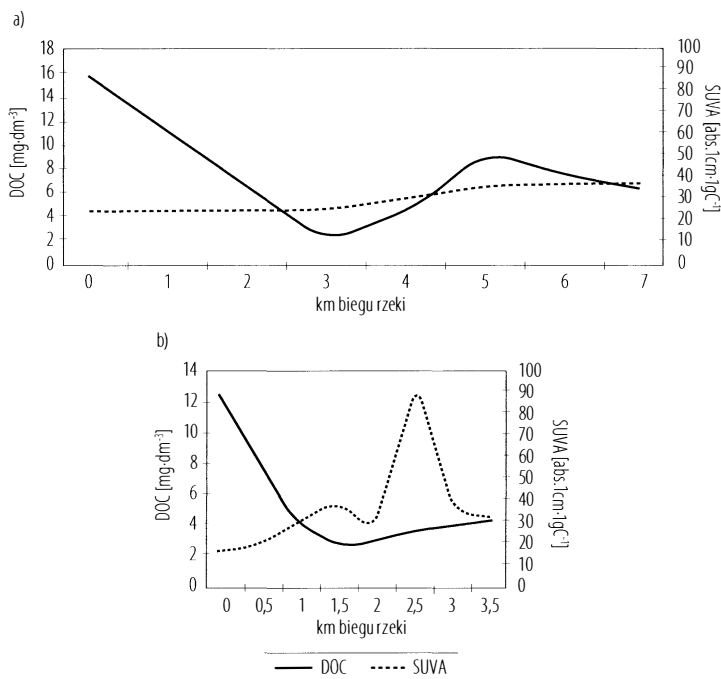
Materia organiczna jest obecna we wszystkich wodach naturalnych w postaci rozpuszczonej i zawiesiny. Pochodzi ze źródeł naturalnych, jak i antropogenicznych. Źródłem grubocząsteczkowej materii organicznej w wodach są liście, zdrewniałe części roślin, makrofity w okresie obumierania, fekalia.

Źródłem drobnocząsteczkowej materii organicznej jest rozkład materii grubocząsteczkowej, fekalia drobnych konsumentów, materia pochodząca z rzecznej strefy brzegowej i dennej, organizmy peryfitonowe i warstwy organiczne złożone z organizmów heterotroficznych. Rozpuszczona materia organiczna dopływa do ekosystemu wraz ze sphywem powierzchniowym, hipodermicznym i podziemnym. Jej głównym źródłem jest detrytus pochodzenia lądowego [Brunke 1998]. Źródłem rozpuszczonej materii organicznej jest też pozakomórkowe przyżyciowe wydzielanie i wyplukiwanie z organizmów. Procesy te wprowadzają największą pulę materii organicznej do wód lądowych. Rozpuszczony i cząsteczkowy węgiel organiczny podlega abiotycznym i biotycznym przemianom w wodach. Pewna ilość zasobów eksportowana jest z biegiem rzeki, ale część może być magazynowana w strefie hyporeicznej. Ostatnio osadom dennym w korycie rzeczonym przypisuje się znaczną rolę w funkcjonowaniu ekosystemów lotycznych [Jones, Holmes 1996]. W strefie hyporeicznej zachodzą aktywne przemiany materii organicznej [Hancock 2002]. Wiele rzek, zwłaszcza pierwszego rzędu, jest zasilanych przez wody podziemne [Fischer i in. 2002]. Zależność pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi ma bardzo duże znaczenie dla obiegu materii organicznej w systemach lotycznych. Rzeki są aktywnymi korytarzami transportu cząsteczkowej i rozpuszczonej materii organicznej [Schindler, Krabbenhoft 1998]. Strefa hyporeiczna jest ważnym elementem ekosystemów lotycznych i może wywierać wpływ na stężenie tlenu, węgla oraz innych nutrientów w wodzie rzek [Findlay i in. 1993]. Stężenie oraz zróżnicowanie materii organicznej w wodach interstycjalnych zależy od wielu czynników abiotycznych (przewodności hydraulicznej, możliwości retencji oraz morfologii rzeki) i biotycznych [Brunke 1998].

Badania rozpuszczonej materii organicznej w wodzie małych rzek nizinnych o charakterze drenażowym w regionie białostockim miały na celu:

- określenie zróżnicowania stężenia rozpuszczonego węgla organicznego i aromatyczności materii organicznej w wodzie w dolinach rzecznych,
- prześledzenie dynamiki DOC i SUVA w wodzie interstycjalnej,
- wykazanie prawidłowości zmian DOC i SUVA w wodzie interstycjalnej w zlewniach o zróżnicowanej antropopresji,
- określenie czasowych zagrożeń dla jakości wód powierzchniowych ze strony organicznych związków węgla.

Stężenie DOC w wodzie oraz aromatyczność materii organicznej zmieniły się wzdłuż biegu rzek. W Krzemiance w początkowym odcinku rzeki średnie stężenie DOC przekraczało $15 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (rys. 52a). W środkowym odcinku rzeki stężenie DOC znacznie spadało i osiągało $2,4 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Ponad



Rysunek 52. Zmiany stężenia rozpuszczonego węgla organicznego i aromatyczności materii organicznej w 2003 roku wzdłuż biegu rzek: a) Krzemianka, b) Jarosówka

Źródło: badania i opracowanie własne

pięciokrotny spadek stężenia DOC w środkowym odcinku jest związany z intensywnym zasilaniem źródłiskowym tej części rzeki (rys. 52a). Wody źródłiskowe cechują się niewielkim stężeniem DOC, gdyż warstwa wodonośna wykształcona z utworów mineralnych (gruboziarnisty piasek i żwir z dodatkiem krzemieni) dociera bezpośrednio do powierzchni terenu. W dolnym odcinku rzeki stężenie DOC oscylowało w granicach 7 - 10 mg·dm⁻³. Wskazuje to na większą rolę zasilania podziemnego docierającego do koryta przez strefę hyporeiczną oraz większy wpływ zlewni na jakość wody w rzece. Największy ładunek DOC docierał do doliny Krzemianki w środkowym odcinku, na 5 km biegu rzeki.

Aromatyczność materii organicznej w wodzie wzdłuż biegu Krzemianki wzrastała prawie dwukrotnie (24 - 44 abs.l·cm·lgC⁻¹). Zmiany koncentracji DOC oraz parametru SUVA wzdłuż biegu rzeki są bardziej skomplikowane w dolnym odcinku, co wynika z coraz większego wpływu czynników zlewniowych, w tym wielkości strefy hyporeicznej [Brunke 1998]. Wielkość stężenia

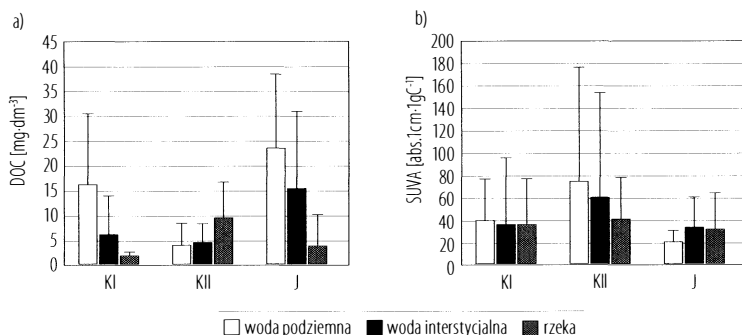
nia DOC w wodzie zależy od ilości docierającego do wody allochtonicznego ładunku zlewniowego oraz od zależności troficznych w górnej części zarówno zlewni, jak i strumienia [Uzarski i in. 2004]. Cząstki materii organicznej docierające ze zlewni są przechwytywane przez strefę nadbrzeżną oraz hyporeiczną, i tam mogą być okresowo magazynowane i degradowane biologicznie [Bencala 2000, Hancock 2002].

Średnie stężenie DOC w wodzie wzdłuż biegu Jaroszkówki zmieniało się również w szerokich granicach (od $2,5 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ w części środkowej do $12,7 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ w początkowym odcinku rzeki). Znaczny spadek stężenia DOC w środkowym odcinku Jaroszkówki wynika z zasilania źródłiskowego tej części rzeki (rys. 52b). W odcinku ujściowym na wzrost stężenia wpływają zlokalizowane w tej części zlewni stawy hodowlane. Wpływ stawów bardzo istotnie odzwierciedla się w zmianach parametru SUVA. W wodzie rzecznej po przepłynięciu przez stawy, aromatyczność materii organicznej wzrasta do $95 \text{ abs.lcm} \cdot \text{lgC}^{-1}$ (rys. 52b).

Wody powierzchniowe przepływające przez obszary leśne (szczególnie ciekii pierwszego rzędu) cechują się wysokim stężeniem materii organicznej [Zieliński, Górniak 1999]. Średnie stężenie DOC w rzece przepływającej przez Puszcze Knyszyńską wynosiło $8,86 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, a w rzece miejskiej $5,64 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$.

Stężenie rozpuszczonego węgla organicznego w latach 2003-2004 w dolinach analizowanych małych rzek w regionie białostockim zmieniało się w szerokim zakresie (od $0,3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ w wodach podziemnych do $93,8 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ w wodach interstycjalnych). Najmniejszą wartość DOC zanotowano w wodzie podziemnej zasilającej koryto Krzemianki w profilu II, a największą w wodzie interstycjalnej w dolinie Jaroszkówki. Średnie stężenie rozpuszczonego węgla organicznego w wodzie podziemnej wynosiło $13,2 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. W wodzie podziemnej, zasilającej rzekę miejską, średnie stężenie DOC było największe – $23,3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (rys. 53a). Najmniejsze średnie stężenie DOC w wodzie podziemnej wyliczono dla przekroju Krzemianka II – $4,3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (rys. 53a).

Stwierdzono, że w początkowych odcinkach rzek największe stężenie DOC występowało w wodach podziemnych, zmniejszało się w interstycjalnych, a najmniejsze wartości osiągało w wodach powierzchniowych (rys. 53a). Mimo statystycznie istotnych różnic stężenia DOC w typach wód w przekrojach: Krzemianka I i Jaroszkówka, nie zanotowano zmienności parametru SUVA (rys. 53b). W wypływającej na powierzchnię wodzie podziemnej w zmiennych warunkach środowiska materia organiczna może być kompleksowana na wytrącających się z wody minerałach, sorbowana przez zawieszinę albo wbudowana w biomasę.



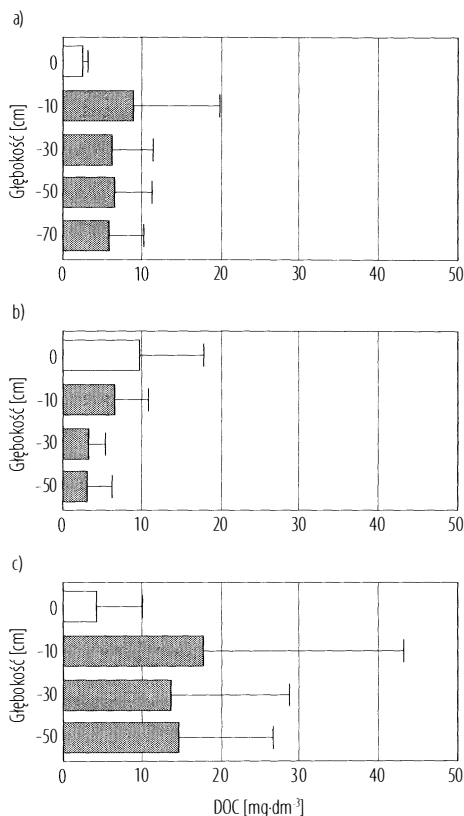
Rysunek 53. Zmiany średniego stężenia rozpuszczonego węgla organicznego (a) i aromatyczności materii organicznej (b) (+ odchylenie standardowe) w wodach dolin rzecznych w latach 2003-2004; KI – Krzemianka I, KII – Krzemianka II, J – Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne

Średnie stężenie DOC w wodzie interstycjalnej wynosiło $8,4 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ i wahało się w granicach $4,5 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (przekrój Krzemianka II) – $15,7 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Jaroszkówka), a w rzekach – $5,1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ i wahało się w granicach 2,0 (Krzemianka I) – $9,5 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Krzemianka II). W początkowym odcinku rzeki leśnej aromatyczność materii organicznej była zbliżona (rys. 54b). W wodach rzeki miejskiej również nie odnotowano istotnych różnic średnich wartości aromatyczności materii organicznej (rys. 53b). W środkowym biegu Krzemianki średnie wartości parametru SUVA były największe i zmieniały się w szerokich, statystycznie istotnych, granicach (43 - 73 $\text{abs} \cdot \text{lcm}^{-1} \cdot \text{lgC}^{-1}$).

Przeprowadzone badania małych rzek nizinnych wskazują, że rola strefy hyporeicznej w transformacji materii organicznej może być zróżnicowana nawet w obrębie jednej rzeki. W górnym odcinku Krzemianki wody interstycjalne były źródłem DOC dla wód powierzchniowych, w dolnym odcinku takiej zależności nie stwierdzono. Większość wcześniejszych badań strefy hyporeicznej niejednokrotnie wskazywała na akumulację DOC w wodach interstycjalnych [Schindler, Krabbenhoft 1998]. Prezentowane wyniki jednoznacznie dowodzą, że strefa hyporeiczna jest niestabilnym środowiskiem w małych strumieniach, gdzie jakość i ilość DOC zmienia się mozaikowo, co wykazali m.in. Buttorini i Sabater [2000].

Naturalne systemy rzeczne mogą mieć dużą zdolność retencji węgla organicznego zarówno w obrębie tarasów, jak i dna koryt rzecznych [Hancock 2002]. W środowiskach tego typu eksportowana jest tylko część materii rozpuszczonej i rozdrobnionej. Magazynowaniu materii organicznej w strefie hyporeicznej sprzyja infiltracja wód powierzchniowych do wód podziemnych lub brak



Rysunek 54. Zmiany średniego stężenia rozpuszczonego węgla organicznego (+ odchylenie standardowe) w wodach rzecznych (głębokość 0 cm) i interstycjalnych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka

Źródło: badania i opracowanie własne

związku pomiędzy wodami powierzchniowymi i podziemnymi. Ważnym czynnikiem jest też prędkość przepływu wody podyktowana współczynnikiem filtracji osadów dennych, która warunkuje czas retencji wody w osadach. Nie bez znaczenia są stany wód podziemnych. W okresach wysokich stanów zgromadzona w strefie hyporeicznej materia organiczna dopływa do wód powierzchniowych, głównie w rzekach o drenażowym charakterze. W przypadku drenażu rzeczno-magazynowanie materii organicznej w wodzie interstycjalnej może być utrudnione [Zieliński, Jekatierynczuk-Rudczyk 2010].

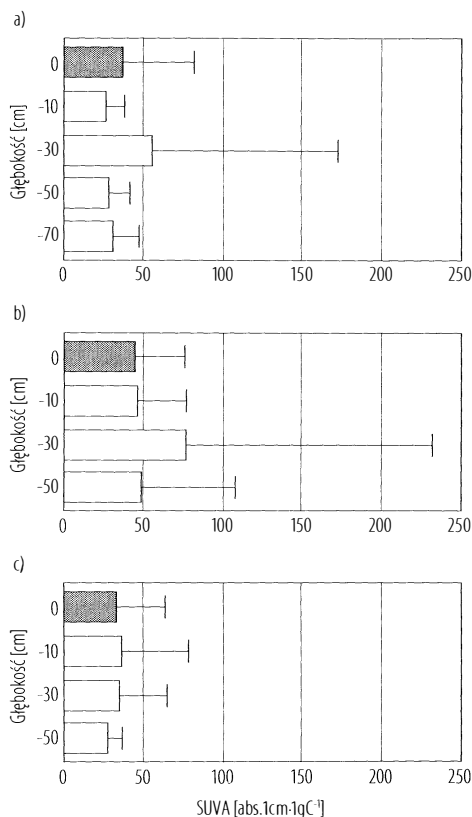
Zmiany stężenia DOC w profilu pionowym wody interstycjalnej w przekroju Krzemianka I były podobne (około 6 mg·dm⁻³), oprócz płytkich wód interstycjalnych (10 cm), gdzie średnia koncentracja DOC była większa (rys. 54a), a współczynnik zmienności stężenia w okresie badań najwyższy w ca-

łym profilu pionowym (122%). Współczynnik zmienności stężenia DOC w przekroju Krzemianka I wahał się w szerokich granicach od 67% do 122%. Średnie stężenie węgla organicznego w tym profilu w wodzie rzecznej było 3-4 razy mniejsze niż w wodzie interstycjalnej. Koncentracja DOC w wodzie interstycjalnej w przekroju Krzemianka II (od $3,27 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ do $6,59 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$) była zawsze mniejsza niż w wodzie powierzchniowej (rys. 54b). Odwrotną zmienność zanotowano w przekroju Jaroszkówka, gdzie średnie stężenie węgla organicznego w wodzie interstycjalnej zawsze było większe niż w wodzie rzecznej (rys. 54c). We wszystkich przekrojach hydrometrycznych największą koncentrację DOC zanotowano na głębokości 10 cm. W przekroju Krzemianka II średnie stężenie DOC na głębokości 10 cm było dwukrotnie większe niż w niższych partiach strefy hyporeicznej.

Zmiany aromatyczności materii organicznej w wodzie interstycjalnej były duże. Współczynnik zmienności SUVA w okresie badań zawierał się w szerokich granicach: od 76% w przekroju Jaroszkówka do ponad 160% w rzece Krzemiance (w obu przekrojach zmienność SUVA była zbliżona). W strefie hyporeicznej Krzemianki największe średnie wartości SUVA zanotowano na głębokości 30 cm (rys. 55a, b). W przekroju Jaroszkówka podobne wartości SUVA występowały w wodzie powierzchniowej i interstycjalnej pobranej z głębokości 10 i 30 cm (rys. 55c).

Stężenie DOC w wodach interstycjalnych jest wynikiem procesów biotycznych i abiotycznych [Fischer i in. 2002]. Retencja DOC w wodach interstycjalnych jest związana z zawartością węgla organicznego w osadach strefy hyporeicznej [Findlay i in. 1993]. W badanych profilach hydrometrycznych stwierdzono zróżnicowaną zależność pomiędzy stężeniem rozpuszczonego węgla organicznego w wodzie interstycjalnej i zawartością węgla organicznego w osadach. W korytach rzek, gdzie zawartość węgla organicznego w osadach nie przekraczała 2%, stwierdzono dużą rolę materii organicznej w kompleksowaniu DOC, tam zaś, gdzie zawartość węgla organicznego była większa, nagromadzone szczątki organiczne w osadach wzbogacały wodę interstycjalną w rozpuszczone związki węgla organicznego.

Rozpuszczony węgiel organiczny pobierają mikroorganizmy, szczególnie bakterie, włączając go w biomasę. Węgiel organiczny może być konsumowany przez inne mikroorganizmy i niektórych przedstawicieli bezkręgowców [Romani i in. 2004]. Cząsteczkowy węgiel organiczny (POC) jest podłożem dla mikroorganizmów oraz jest bezpośrednio przyswajany przez konsumentów. Konsekwencją tego procesu jest powstawanie ditlenku węgla. Stwierdzono istotną dodatnią zależność pomiędzy stężeniem DOC i POC w wodach interstycjalnych a produkcją i liczebnością bakterii [Brunke 1998]. W ba-



Rysunek 55. Zmiany średnich wartości aromatyczności materii organicznej (+ odchylenie standardowe) w wodach rzecznych (głębokość 0 cm) i interstycjalnych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne

daniach w regionie białostockim takich zależności nie odnotowano [Puczyłowska 2008].

W prezentowanych badaniach zaobserwowano wyraźną dynamikę stężenia DOC i SUVA w typach wody (tab. 56). Wiosną w wodach powierzchniowych stężenie DOC było prawie dwukrotnie mniejsze niż w wodach podziemnych i interstycjalnych (tab. 56). Wiosenne obniżenie koncentracji DOC w wodzie rzecznej nawiązuje do hydrogramu odpływu rzeczno-ego w Polsce północno-wschodniej. Latem tendencja zmian DOC w wodach była podobna. W chłodnej porze roku stężenie DOC i SUVA w wodzie rzek było znacznie mniejsze niż w wodach podziemnych docierających do koryt rzecznych.

Tabela 56. Zmiany sezonowe średniego stężenia rozpuszczonego węgla organicznego i aromatyczności materii organicznej (wartości średnie \pm odchylenie standardowe) w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w dolinach rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004

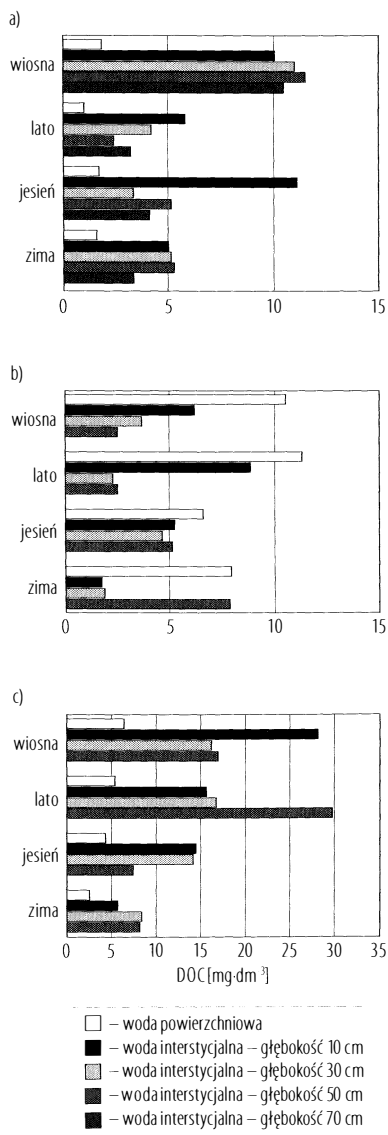
Parametry	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Wody podziemne				
DOC [mg·dm ⁻³]	12,4 \pm 12,6	10,6 \pm 10,4	14,4 \pm 15,7	16,1 \pm 17,0
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	50,1 \pm 93,2	64,1 \pm 66,0	37,5 \pm 39,5	48,0 \pm 58,2
Wody interstycjalne				
DOC [mg·dm ⁻³]	11,4 \pm 14,0	7,1 \pm 9,2	6,7 \pm 8,8	6,0 \pm 4,0
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	39,5 \pm 35,8	56,6 \pm 108,6	36,4 \pm 75,0	42,8 \pm 28,9
Wody powierzchniowe				
DOC [mg·dm ⁻³]	6,5 \pm 6,5	5,6 \pm 9,7	3,9 \pm 3,2	3,9 \pm 3,0
SUVA [abs.1cm·1gC ⁻¹]	34,3 \pm 28,5	56,4 \pm 53,7	26,7 \pm 11,5	41,3 \pm 43,2

Źródło: badania i opracowanie własne

Zimą DOC w wodzie powierzchniowej było mniejsze aż czterokrotnie niż w wodzie podziemnej (tab. 56). Wiosną w profilu Krzemianka I zanotowano największe średnie stężenie DOC. Wraz ze wzrostem głębokości wód interstycjalnych średnie stężenie DOC rośnie (rys. 56a). Latem i jesienią w wodzie interstycjalnej z głębokości 10 cm zalesionej części Krzemianki stężenie DOC było największe, kilkakrotnie przewyższało wartości średnie w wodzie rzecznej. W zagospodarowanej rolniczo zlewni Krzemianki stężenie DOC w wodzie powierzchniowej zawsze było większe niż w wodzie interstycjalnej, bez względu na jej głębokość (rys. 56b). W przekroju Jaroszkówka we wszystkich sezonach i na wszystkich głębokościach strefy hyporeicznej notowano większą koncentrację DOC niż w wodzie rzecznej, a gradienty między nimi były największe wiosną i latem (rys. 56c).

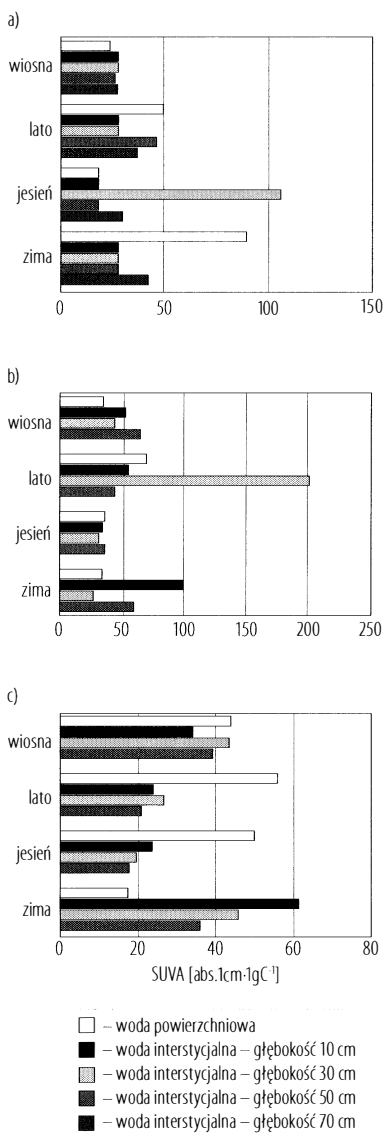
Aromatyczność materii organicznej w ciągu roku w wodach interstycjalnych Krzemianki charakteryzowała się względną stabilnością (rys. 57a, b). Wartości tego parametru w wodzie powierzchniowej i interstycjalnej były zbliżone. W strefie hyporeicznej przekroju Jaroszkówka parametr SUVA również zmieniał się nieznacznie, ale gradient pomiędzy wodą rzeczną i interstycjalną był bardzo wysoki (rys. 57c).

Doliny rzeczne Krzemianki i Jaroszkówki cechowały się podobieństwem osadów wypełniających ich dno. Pod względem granulometrycznym osady wyścielające dna koryt rzecznych to piaski luźne. Mimo podobieństwa budowy geologicznej terenu, skład fizyczno-chemiczny wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w obrębie dolin małych rzek nizinnych różnił się między sobą. Zróżnicowanie cech fizyczno-chemicznych w typach wody zależało od charakteru zagospodarowania zlewni. Największą możli-



Rysunek 56. Sezonowa zmienność średniego stężenia rozpuszczonego węgla organicznego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka

Źródło: badania i opracowanie własne



Rysunek 57. Sezonowa zmienność średnich wartości aromatyczności materii organicznej w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka

Źródło: badania i opracowanie własne

wość transformacji parametrów fizyczno-chemicznych wody stwierdzono w środowisku seminaturalnym i w strefie podmiejskiej. Wody interstycjalne zasilające koryta rzek drenażowych mogą wpływać na jakość wód powierzchniowych, obniżając ich jakość. Do parametrów chemicznych wód interstycjalnych wpływających na jakość wód powierzchniowych należały: tlen rozpuszczony, potencjał oksydacyjno-redukcyjny, barwa wody, DOC, związki azotu oraz fosfor całkowity.

VII. Podsumowanie i wnioski

Stażość funkcjonowania systemów rzecznych oraz jezior związana jest z zasilaniem przez wody podziemne. Wody podziemne w zaleźności od warunków występowania oraz powiazań z siecią hydrograficzną tworzą lokalne lub regionalne systemy krążenia. Istotnym problemem jest identyfikacja systemów krążenia płytkich wód podziemnych, które uczestniczą w zasilaniu systemów rzecznych, zachowując stażość ich funkcjonowania, zwiłaszcza w okresach posusznych, oraz wpiływają na tempo oraz wielkość odnawiania zasobów wód wgłębnych. Lokalne systemy krążenia wód podziemnych formują się w granicach zlewni niskiego rzędu, w których widoczna jest wzspółzależność między powierzchniową i podziemną fazą obiegu wody. Naturalny drenaż wód podziemnych przez źródła i wypływy nieskoncentrowane stanowi jeden z przejawów funkcjonowania środowiska hydrogeologicznego. Strefę łączącą wody podziemne i powierzchniowe określono w literaturze mianem strefy hyporeicznej. Ekoton ten jest zróżnicowany w przestrzeni i w czasie. Jego zmienność wynika z warunków geologicznych i hydrometeorologicznych. Warunki hydrogeologiczne i meteorologiczne warunkują rozwój życia organizmów oraz tempo przemian biogeochemicznych zachodzących w wodzie strefy hyporeicznej (woda interstycjalna). Wpiływają też na okresową możliwość magazynowania substancji chemicznych. Wykształcenie strefy hyporeicznej wpiływa na skład fizyczno-chemiczny wody sąsiadujących środowisk i może warunkować funkcjonowanie ekosystemów wód powierzchniowych oraz podziemnych, szczególnie w ekstremalnych sytuacjach hydrologicznych (wezbrania i niżówki). Rola strefy hyporeicznej w transformacji jakości wody uzależniona jest od stopnia przekształcenia środowiska naturalnego.

Badania przekształceń cech fizyczno-chemicznych wody podziemnej w regionie białostockim prowadzono w źródłiskach i małych rzekach nizinnych. Zanotowano istotne statystycznie różnice stężenia parametrów fizyczno-chemicznych.

micznych pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi. W wodach regionu białostockiego podstawową formą występowania rozpuszczonych związków były formy jonowe. Pierwiastki ziem alkalicznych, wapń i magnez, w niewielkich stężeniach występowały też jako obojętne uwodnione cząsteczki siarczanów, węglanów i wodorofosforanów wapnia i magnezu. Kationy sodu i potasu praktycznie w 100% występowały w formie jonowej. Główną formą występowania wodorowęglanów był jon wodorowęglanowy i dwutlenek węgla. Jony chlorkowe występowały tylko w postaci anionowej, a siarczanowe głównie w postaci anionowej oraz obojętnych cząsteczek siarczanów wapnia i magnezu. Związki fosforu wystąpiły w postaci dwóch form jonowych: jedno- i dwuwodorofosforanów. W analizowanym środowisku przeważał jon jednofosforanowy. Podstawową formą występowania krzemionki w wodach była uwodniona cząsteczka kwasu ortokrzemowego. Zasadowe środowisko przyczyniało się do nieznacznej dysocjacji cząsteczki kwasu ortokrzemowego i występowania w roztworze niewielkich ilości jonu trójwodorokrzemowego. Związki azotu ograniczyły swoje występowanie do dwóch form: jonu azotanowego i amonowego. O stężeniu żelaza w wodzie decydował kation dwuwartościowy, jon wodorowęglanu żelaza oraz węglan żelaza.

W niszach naturalnych wypływów wody podziemnej większe wartości analizowanych cech występowały w wodach podziemnych zasilających źródła niż w powierzchniowych. Istotnie statystycznie różnice pomiędzy badanymi środowiskami dotyczyły temperatury wody, tlenu rozpuszczonego, potencjału oksydacyjno-redukcyjnego, jonów Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , form azotu i fosforu całkowitego. W wodach powierzchniowych nisz źródłowych zanotowano zróżnicowane stężenie DOC przy jednocześnie większej jego aromatyczności. Do najważniejszych czynników warunkujących różne właściwości wód podziemnych i powierzchniowych w niszach źródłowych można zaliczyć: temperaturę powietrza wpływającą na szybkość reakcji chemicznych, możliwość kontaktu z powietrzem atmosferycznym umożliwiającą natlenienie wód powierzchniowych, warunki sorpcyjne występujące w strefie saturacji i niszach wypływów (często na obrzeżach wysłanych utworami organicznymi wzmagającymi sorpcję jonów rozpuszczonych w wodzie), zmianę charakteru ruchu wody oraz florę i faunę rozwijającą się w środowisku wodnym i w jego sąsiedztwie. Do istotnych czynników należy też wydajność źródeł i wykształcenie niszy źródłkowej. Sposób wypływu wody podziemnej na powierzchnię odgrywał znaczącą rolę w nagrzewaniu się wody powierzchniowej w początkowym odcinku rzeki – w limnokrenie różnica temperatury wody podziemnej i powierzchniowej sięgała prawie $1^{\circ}C$. Konsekwencją większej temperatury wody w limnokrenie był mniejszy stopień wysycenia

wody tlenem. W limnokrenie wody były intensywnie wzbogacane w związki azotu organicznego. Wykształcenie zawadnionej niszy w znacznym stopniu przyczyniało się do redukcji aromatycznych związków węgla organicznego. W reokrenie następowało wzbogacenie wód w żelazo, a w limnokrenie w fosfor mineralny. W reokrenie stwierdzono istotną statystycznie różnicę przewodności właściwej wody podziemnej i powierzchniowej.

Niewielkie przekształcenia jakości wody dotyczą środowisk o umiarkowanej trofii. Wraz ze wzrostem trofii wody zmiany jej składu mogą być większe. W źródłisku położonym w strefie podmiejskiej transformacje jakości wód zasilających niszę źródłiskową były większe niż w wypływie zlokalizowanym na obszarze leśnym. W niszy źródłiska położonego w strefie podmiejskiej zanotowano znaczny spadek przewodnictwa elektrolitycznego wody. Konsekwencją tego procesu było obniżenie zawartości niektórych jonów rozpuszczonych w wodzie. Stężenie rozpuszczonych związków węgla organicznego cechowało się znacznie większą zmiennością w strefie podmiejskiej niż w wodach Puszczy Knyszyńskiej. W reokrenie położonym w strefie podmiejskiej badane pierwiastki należały do bardzo ruchliwych w środowisku wód podziemnych. W strefie podmiejskiej w niszy źródłiska wzrastały wartości wskaźników chlorkowych, co wskazuje na dopływ zanieczyszczonych wód bezpośrednio do niszy wypływu.

Nie stwierdzono wpływu właściwości fizyczno-chemicznych osadów wyściełających dno nisz źródłiskowych na jakość wody. Organizmy zasiedlające niszę źródłiskową (epiliton, makrofity) decydują o stężeniu wielu makroelementów, w tym pierwiastków biogennych. Bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na skład chemiczny wody jest czas jej przebywania w niszy źródłiskowej – im jest on krótszy, tym transformacja składu chemicznego wody jest mniejsza. Wstępne analizy zróżnicowania jakości wody w obrębie niszy nizinnej źródłiska sugerują, że woda do analiz hydrochemicznych powinna być pobierana w miejscach pozbawionych roślinności, tam, gdzie wyraźnie kształtuje się strumień płynącej wody.

Zgodnie z wytycznymi Ramowej Dyrektywy Wodnej UE monitorowanie naturalnych wypływów wód podziemnych – ich wydajności i składu chemicznego – uznane zostało za ważny, a czasem podstawowy sposób wiarygodnej oceny zasobów zbiorników wód podziemnych oraz ich stanu chemicznego. Postępująca degradacja jakościowa i ilościowa zasobów wód podziemnych sprawia, że badania krenologiczne zyskują duże znaczenie praktyczne.

Doliny Krzemianki i Jaroszówki cechowały się podobieństwem osadów wypełniających ich dno. Pod względem granulometrycznym osady wyściełające dna koryt rzecznych to piaski luźne. W przekroju Krzemianka I zanoto-

wano znacznie większy udział części szkieletowych w osadach koryta. W dnie doliny przekroju Krzemianka II występowały osady organiczne. W składzie chemicznym osadów stwierdzono niewielką zmienność przestrzenną związków żelaza i fosforu, większą zmiennością cechowała się zawartość węglanów, węgla organicznego, wapnia, magnezu, sodu i potasu. Cechy fizyczno-chemiczne osadów wpływają na ich małe właściwości sorpcyjne. Mimo podobieństwa budowy geologicznej badanych dolin rzecznych, skład fizyczno-chemiczny wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w ich obrębie różnił się między sobą. Zróżnicowanie cech fizyczno-chemicznych w typach wody zależało od charakteru zagospodarowania zlewni. Największą możliwość transformacji parametrów fizyczno-chemicznych wody stwierdzono w środowisku seminaturalnym i w strefie podmiejskiej. Wody interstycjalne zasilające koryta rzek drenażowych mogą wpływać na jakość wód powierzchniowych, obniżając ich jakość. Do parametrów chemicznych wód interstycjalnych wpływających na jakość wód powierzchniowych należały: tlen rozpuszczony, potencjał oksydacyjno-redukcyjny, barwa wody, DOC, związki azotu oraz fosfor całkowity.

Zmiany temperatury wód interstycjalnych w strefie hyporeicznej rzek o charakterze drenażowym nawiązywały do zmian temperatury wód podziemnych i powierzchniowych. Latem wody interstycjalne były chłodniejsze niż powierzchniowe, zimą nieco cieplejsze. Pionowa zmienność temperatury wody w strefie hyporeicznej była niejednorodna i zróżnicowana w rzekach o różnym zagospodarowaniu zlewni. Notowane stężenie tlenu w wodach interstycjalnych było zbliżone do obserwowanego w wodach podziemnych. Dynamika pionowa stężenia tlenu była znaczna i związana z procesami biogeogenicznymi, zachodzącymi w osadach dennych rzek.

W zlewni Krzemianki w obu przekrojach hydrometrycznych istotnie różniło się stężenie mineralnych form azotu w badanych typach wody, w zlewni Jaroszkówki zanotowano różnice dla wszystkich form azotu. Dominującą formą azotu prawie we wszystkich typach wody badanych profili hydrometrycznych był azot organiczny. W wodzie interstycjalnej ze zlewni leśnej i rolniczej dominował azot organiczny, a w zlewni miejskiej azot mineralny. Zależność pomiędzy azotem amonowym i azotanowym we wszystkich przekrojach była podobna, choć najintensywniejsze przemiany mineralnych form azotu zanotowano w zlewni leśnej. Zależność pomiędzy azotem organicznym i mineralnym w zlewni leśnej była odmienna niż w zlewniach o wpływach antropogenicznych. Sezonowa dynamika stężenia form azotu w wodzie interstycjalnej była zróżnicowana w badanych przekrojach hydrometrycznych, a największe zagrożenie polegające na wzbogaceniu wody rzecznej w azot organiczny

zanotowano latem w zlewni leśnej. Dominującą formą fosforu we wszystkich typach wody badanych profili hydrometrycznych był fosfor organiczny. W zlewni miejskiej zaledwie 15% fosforu całkowitego stanowił $P-PO_4^{3-}$. W wodzie interstycjalnej zanotowano większe stężenie badanych związków fosforu. Zależność pomiędzy fosforem ortofosforanowym i całkowitym we wszystkich przekrojach była podobna, choć najintensywniejsze zmiany zanotowano w zlewni leśnej. Pionowe zmiany form fosforu mineralnego i organicznego w wodach interstycjalnych we wszystkich profilach były zbliżone, ale w zlewni leśnej stosunek $P-PO_4^{3-}$ i fosforu organicznego był mniejszy niż w zlewni rolniczej i miejskiej. Sezonowa dynamika stężenia związków fosforu w wodzie interstycjalnej była zróżnicowana w badanych przekrojach hydrometrycznych, a największe zagrożenie polegające na wzbogaceniu wody rzecznej w ortofosforany zanotowano wiosną i zimą w zlewni leśnej i miejskiej, natomiast w zlewni rolniczej – latem i zimą. Fosfor organiczny może być dostarczany do wód rzecznych szczególnie zimą w zlewni Krzemianki, a w Jarosławce latem. Strefa hyporeiczna w małych strumieniach jest środowiskiem niestabilnym, gdzie jakość i ilość DOC zmienia się mozaikowo. Retencja DOC w wodach interstycjalnych jest związana z zawartością węgla organicznego w osadach strefy hyporeicznej. W badanych wodach interstycjalnych stężenie DOC wzrastało, jeśli zawartość węgla organicznego w osadach przekroczyła 2%. W zlewni leśnej i miejskiej wody interstycjalne mogły stanowić źródło DOC dla wód rzecznych we wszystkich porach roku. Uzyskana zależność potwierdza wpływ jakości środowiska na rolę strefy hyporeicznej w funkcjonowaniu rzek. Dopływ wód interstycjalnych do rzek może obniżać aromatyczność materii organicznej w wodzie powierzchniowej, głównie na terenach intensywnie przekształconych.

Wody podziemne zasilające nisze źródłkowe i doliny rzeczne na terenie Podlasia wykazywały możliwość rozpuszczania minerałów i skał w strefie saturacji oraz wyścielających koryta rzeczne. Przeważająca liczba wyliczonych indeksów nasycenia ma wartość ujemną. Jedynie tlenki i wodorotlenki żelaza mogły wytrącać się z wody, choć indeks nasycenia względem tych minerałów był zróżnicowany w wodach źródeł i dolin rzecznych. Większą możliwość wytrącania w wodzie powierzchniowej minerałów zawierających żelazo zanotowano w zlewni leśnej i miejskiej. Podobną tendencję stwierdzono dla krzemianów magnezu. Analizowane wody były neutralne w stosunku do kwarcu.

Porównanie analiz hydrochemicznych i wyliczonego indeksu nasycenia wody minerałami nasuwa spostrzeżenie o większej możliwości transformacji składu fizyczno-chemicznego wody podziemnej w strefie drenażu w środowisku naturalnym i w znacznym stopniu poddanym antropogenizacji niż na

terenach o umiarkowanym wpływie gospodarki człowieka na litosferę, pedosferę i hydrosferę.

Podsumowując badania przekształceń jakości wód podziemnych w nizinnych strefach drenażu, należy stwierdzić:

1. W trakcie zasilania wód powierzchniowych cechy fizyczno-chemiczne zasilających wód podziemnych ulegają zmianie. W dolinach małych rzek nizinnych istotne statystycznie różnice dotyczyły prawie wszystkich cech wody. W źródłiskach statystyczną istotność różnic pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi stwierdzono dla mniejszej liczby parametrów fizyczno-chemicznych (temperatura wody, przewodnictwo właściwe, odczyn, stężenie tlenu rozpuszczonego, Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- i NH_4^+).
2. W nizinnych strefach drenażu znacznym zmianom ulegają pierwiastki biogenne. W wodzie powierzchniowej w źródłiskach nizinnych i korytach rzek stwierdzono mniejsze stężenie związków azotu, fosforu i węgla. W trakcie przepływu wody przez niszę nizinnego źródła stężenie mineralnych form azotu obniżało się. Jest to efekt przyswajania nutrientów przez mikroorganizmy, glony i rośliny naczyniowe. Niektóre pierwiastki mogą wytrącać się z wody w wyniku zmiany potencjału oksydacyjno-redukcyjnego, sorpcji czy zmiany tempa obiegu wody.
3. Na podstawie badania źródeł nizinnych stwierdzono znaczny wpływ typu wypływu i zagospodarowania zlewni powierzchniowej na wielkość przekształceń cech fizyczno-chemicznych wody podziemnej zasilającej nisze źródłiskowe. Dużą rolę w wielkości transformacji wykazano dla tempa obiegu wody w niszy. W limnokrenie dłuższy czas retencji wody w niszy był przyczyną znacznego spadku stężenia mineralnych form azotu oraz aromatyczności materii organicznej. Pierwiastki biogenne zostały wykorzystane przez epiliton, glony i rośliny naczyniowe. W warunkach zwiększonej antropopresji zanotowano największe przekształcenia warunków tlenowych, oksydacyjno-redukcyjnych, stężenia rozpuszczonego węgla organicznego i związków azotu. Wpływ antropogenizacji środowiska na wielkość przekształceń jakości wód podziemnych w nizinnych strefach drenażu zaobserwowano też w rzekach.
4. Procesy biogeochemiczne zachodzące w strefie hyporeicznej małych rzek nizinnych prowadzą do wzbogacenia wody interstycjalnej w pierwiastki biogenne. Przepłukanie strefy hyporeicznej w wyniku intensywnego zasilania może prowadzić do wzbogacenia wód rzecznych w nutrieny. Może to obniżyć jakość wód powierzchniowych, a nawet doprowadzić do zachwiania równowagi ekologicznej w ekosystemach wodnych.

5. Badania małych rzek nizinnych wskazują, że rola strefy hyporeicznej w transformacji materii organicznej może być zróżnicowana nawet w obrębie jednej rzeki. Prezentowane wyniki wskazują jednoznacznie, że strefa hyporeiczna jest niestabilnym środowiskiem w małych strumieniach, gdzie jakość i ilość materii organicznej zmienia się mozaikowo.

Literatura

- Allan J.D., 1998, *Ekologia wód płynących*. PWN, Warszawa, 450.
- Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000*, 1995, Paczyński B., Mikulski Z. (red.), Wyd. Inst. Geol., Warszawa.
- Atlas hydrologiczny Polski*, 1987, praca zbiorowa pod kier. J. Stachy, t. I. Wyd. Geol., Warszawa.
- Atlas podziału hydrograficznego Polski*, 2005, praca zbiorowa. pod kier. H. Czarneckiej, IMGW, Wyd. Geol., Warszawa.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1999, *Hydrologia ogólna*. PWN, Warszawa, 316.
- Banaszuk H., 1995a, *Położenie Puszczy Knyszyńskiej, zarys rzeźby i budowy geologicznej*. W: Czerwiński A. (red.), *Puszcza Knyszyńska. Monografia przyrodnicza*, 11-22.
- Banaszuk H., 1995b, *Geneza i rozwój rzeźby terenu Puszczy Knyszyńskiej w świetle analizy geomorfologicznej i badań termoluminescencyjnych*. W: Czerwiński A. (red.), *Puszcza Knyszyńska. Monografia przyrodnicza*, 33-48.
- Banaszuk H., Banaszuk P., 1997, *Rozmieszczenie i ogólna charakterystyka łąk na Nizinie Północnopodlaskiej*. W: *Gleby hydrogeniczne na obszarze Północno-Wschodniej Polski, ich jakość i użytkowanie*, Białystok, 17-24.
- Baścik M., Chełmicki W., 2004, *Źródło jako obiekt badań interdyscyplinarnych*. W: Izmailów B. (red.), *Przyroda – Człowiek – Bóg*. IGiGP UJ, Kraków, 147-169.
- Bencala K.E., 2000, *Hyporheic zone hydrological processes*, *Hydrological Processes*, 14, 2797-2798.
- Ber A., 1972, *Mapa Geologiczna Polski 1:200 000*, ark. Sokółka. Wyd. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 2000, *Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich*. PiG, Warszawa, 89.
- Borowiec K., 2003, *Transformacje jakości wody w niszach źródeł niskich*, Praca magisterska, Zakład Hydrobiologii UwB, 78.
- Boulton A.J., Findlay S., Marmonier P., Stanley E.H., Valett H.M., 1998, *The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers*. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 29, 59-81.
- Bowes M.J., House W.A., Hodgkinson R.A., 2003, *Phosphorus dynamics along a river continuum*. *The Science of the Total Environment*, 313, 199-212.
- Brunke M., 1998, *The Influence of Hydrological Exchange Patterns on Environmental Gradients and Community Ecology in Hyporheic Interstices of a Prealpine River*. Diss. ETH, 12734, Zurich, 213.
- Brunke M., Gonser T., 1997, *The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater*. *Freshwater Biology*, 37, 1-33.

- Brunke M., Gonser T., Grieder E., 1998a, *Influence of surface and subsurface flow on distribution of particulate organic matter and inorganic fine particles in perialpine stream sediments*. Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters, 371-378.
- Brunke M., Gonser T., Grieder E., 1998b, *Environmental gradient patterns in hyporheic interstices: A model based on hydrological exchange processes*, W: Bretschko G., Helesic J. (red.), *Advances in River Bottom Ecology*, Backhuys, Leiden, 23-30.
- Buttorini A., Sabater F., 2000, *Seasonal variability of dissolved organic carbon in a Mediterranean stream*. Biogeochemistry, 51, 303-321.
- Chafiq M., Gilbert J., 1993, *Storage and dynamics of organic matter in different springs of small floodplain streams*. Hydrobiologia, 251, 199-209.
- Chełmicki W., 1997, *Degradacja i ochrona wód (część pierwsza). Jakość*. Wyd. UJ, Kraków, 252.
- Chełmicki W., 2002, *Woda. Zasoby, degradacja, ochrona*. PWN, Warszawa, 306.
- Chełmicki W., Siwek J., 2001, *Natural and anthropogenic factors controlling spring water quality in the southern part of the Małopolska Upland (southern Poland)*, W: *Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics*, IAHS Publ., 269.
- Czachorowski S., 2007, *Fauna źródeł – stan poznania i perspektywy badań*. W: Jokieli P., Moniewski P., Ziulkiewicz M. (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 55-61.
- Czarnecka B., 2009, *Źródła strefy krawędzowej Roztocza: zróżnicowanie szaty roślinnej a stan środowiska*. Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich, 6, PAN, Oddział w Krakowie, 27-43.
- Czerwińska-Tomczyk J., Łusiak R., Rysak A., 2007, Białystok. W: Nowicki Z. (red.), *Wody podziemne miast wojewódzkich Polski. Informator Państwowej Służby Hydrogeologicznej*. PiG, Warszawa, 280.
- Czerwiński A., 1975, *Puszcza Knyszyńska na Wysoczyźnie Białostockiej wokół doliny Supraśli*. Nauka i Praktyka, OBN, 3, Białystok, 5-52.
- Czerwiński A., 1995a, *Gleby Puszczy Knyszyńskiej*. W: Banaszuk H. (red.), *Środowisko glebowe obiektów chronionych Białostoczczyzny. Materiały konferencji Białostockiego Oddziału Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego*, 18-25.
- Czerwiński A., 1995b, *Szata roślinna i pokrywa glebowa*. W: Czerwiński A. (red.), *Puszcza Knyszyńska. Monografia przyrodnicza*, 203-238.
- Czerwiński A., Róg Z., 1988a, *Budowa geologiczna podłoża i własności gleb fizjocenozy grądu typowego na utworach zastoiskowych*. W: Czerwiński A. (red.), *Zmiany antropogeniczne wybranych ekosystemów Puszczy Knyszyńskiej*. Wyd. Politechnika Białostocka, 7-28.
- Czerwiński A., Róg Z., 1988b, *Budowa geologiczna podłoża i morfologia gleb fizjocenozy grądu szczyrowego na terasach kemowych*. W: Czerwiński A. (red.), *Zmiany antropogeniczne wybranych ekosystemów Puszczy Knyszyńskiej*. Wyd. Politechnika Białostocka, 29-50.
- Czerwiński A., Róg Z., 1988c, *Budowa podłoża i właściwości gleb fizjocenozy grądu młodownikowego na kemach przetańowych*. W: Czerwiński A. (red.), *Zmiany antropogeniczne wybranych ekosystemów Puszczy Knyszyńskiej*. Wyd. Politechnika Białostocka, 51-72.

- De Haan H., 1992, *Impacts of environmental changes on the biogeochemistry of aquatic humic substances*. Hydrobiologia, 229, 59-71.
- Dobrzański B., Uziak S., Klimowicz Z., Melke J., 1987, *Badanie gleb w laboratorium i w polu*. Wyd. UMCS, Lublin, 316.
- Dojlido J.R., 1995, *Chemia wód powierzchniowych*. Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok, 342.
- Dolecka J., Grabarczyk K., Królikowski A., Walery M., 1996, *Charakterystyka perspektywicznych potrzeb miasta Białegostoku oraz ocena możliwości ich pokrycia z dyspozycyjnych zasobów wód powierzchniowych i podziemnych*. W: Mioduszewski W. (red.), *Ochrona zasobów wodnych na przykładzie zlewni Górnej Narwi*. Wyd. IMUZ, Falenty, 79-98.
- Duchnowski Z., Michalski T., 1987, *Chemizm wód podziemnych północnej części obniżenia podlaskiego na tle elementów paleohydrogeologii plejstocenu*. Przegl. Geol., 3, 138-143.
- Dynowska I., 1971, *Przestrzenna zmienność procentowego udziału podziemnego zasilenia rzek polskich*, Folia Geograph., Series Geographica-Physica, 5, 5-13.
- Dynowska I., 1972, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*. Zesz. Nauk. UJ, Prace Inst. Geogr., 50, 1-45.
- Dynowska I., 1986, *Regionalne zróżnicowanie źródeł w Polsce*. Folia Geograph., Series Geographica-Physica, 18, 3-29.
- Dynowska I., 1991, *Obieg wody*. W: Starkel L. (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa, 355-387.
- Dynowski J., Zbatyńska E., 1974, *Chemizm wód gruntowych Wyżyny Krakowskiej i Miechowskiej*. Zesz. Nauk. UJ, Geogr., 37, 115-123.
- Edwards R.T., 1998, *The hyporheic zone*. W: Naiman R.J., Bilby R.E. (red.), *River Ecology and Management, Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion*. Springer, New York, 399-429.
- Edwardson K.J., Bowden W.B., Dahm C., Morrice J., 2003, *The hydraulic characteristics and geochemistry of hyporheic and parafluvial zones in Arctic tundra streams, north slope, Alaska* *Advances in Water Resources*, 26, 9, 907-923.
- Falkowska E., 1995, *Importance of the recurrence of geological structure of river valleys in the E part of the Polish Lowland to the assessment of influence of anthropogenic pollution*. Geological Quarterly, 39, 4, 527-538.
- Falkowska E., Falkowski T., 1994, *Zróżnicowanie litologii i właściwości sorpcyjnych utworów powierzchniowych oraz ich znaczenie w ochronie przed rozprzestrzenianiem się zanieczyszczeń na obszarach o rzeźbie glacialnej, na przykładzie fragmentu doliny Supraśli*. Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, 246, 46-55.
- Findlay S., Strayer D., Goumbala C., Gould K., 1993, *Metabolism of streamwater dissolved organic carbon in the shallow hyporheic zone*, Limnol. Oceanogr., 38, 1493-1499.
- Fisher S.G., Grimm N.B., Martí E., Holmes R.M., Jones J., Jeremy B., 1998, *Material Spiraling in Stream Corridors: A Telescoping Ecosystem Model*. Ecosystems, 1, 1, 19-34.

- Fischer H., Sachse A., Steinberg C.E.W., Pusch M., 2002, *Differential retention and utilization of dissolved organic carbon by bacteria in river sediments*, *Limnology and Oceanography*, 47, 1702-1711.
- Franken R.J.M., Storey R.G., Williams D., 2001, *Biological, chemical and physical characteristics of downwelling and upwelling zones in the hyporheic zone of a north-temperate stream*. *Hydrobiologia*, 444, 183-195.
- Fraser B.G., Williams D.D., 1998, *Seasonal boundary dynamics of a groundwater/surface water ecotone*, *Ecology*, 2019-2031.
- Gabrys H., 2002, *Gospodarka azotowa*. W: Kopcewicz J., Lewak S. (red.), *Fizjologia roślin*. PWN, Warszawa, 246-258.
- Gandy C.J., Smith J.W.N., Jarvis A.P., 2007, *Attenuation of mining-derived pollutants in the Hyporheic zone: A review*. *Science of the Total Environment*, 373, 435-446.
- Gary W.L., Duffy S.J., 2008, *Chemia środowiska*. PWN, Warszawa, 614.
- Gołębiowski A., 2008, *Puszcza Knyszyńska. Obszar gospodarowania siedmiu nadleśnictw RDLP w Białymstoku*. W: Górniak A., Poskrobko B. (red.), *Park Krajobrazowy Puszczy Knyszyńskiej w systemie ochrony przyrody i edukacji środowiskowej*. Agencja Wydawniczo-Edytorska EkoPress, Białystok, 30-36.
- Górniak A., 2000, *Klimat województwa podlaskiego*. IMGW, Wyd. Geol., Białystok, 116.
- Górniak A., Jekatierynczuk-Rudczyk E., 1995, *Stosunki wodne regionu Puszczy Knyszyńskiej*. W: Czerwiński A. (red.), *Puszcza Knyszyńska*. Monografia przyrodnicza, 49-71.
- Górniak A., Jekatierynczuk-Rudczyk E., 1997, *Anthropogenic changes in spring water quality in the area of the town of Białystok (northeastern Poland)*. *Acta Hydrobiol.*, 39, 1/2, 19-28.
- Górniak A., Zieliński P., Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2008, *Stosunki wodne parku krajobrazowego Puszczy Knyszyńskiej*. W: Górniak A., Poskrobko B. (red.), *Park Krajobrazowy Puszczy Knyszyńskiej w systemie ochrony przyrody i edukacji środowiskowej*. Agencja Wydawniczo-Edytorska EkoPress, Białystok, 37-47.
- Groffman P.M., Gold A.J., Jacinthe P.A., 1998, *Nitrous oxide production in riparian zones and groundwater*. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 52, 179-186.
- Grygoruk M., 2008, *Metodyka szacowania objętości retencyjnej stawów bobrowych oraz ich oddziaływania na stosunki wodne zlewni leśnych*. *Studia i Materiały CEP-L*, 10, 2 (18), 162-172.
- Gutry-Korycka M., 1978, *Zasilanie podziemne rzek polskich*. *Przeg. Geofiz.*, 23, 2, 25-38.
- Halicki S., 1950, *Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Nizinie Europejskiej*. *Acta Geologica Pol.*, 1, 45-76.
- Hancock P.J., 2002, *Human Impacts on the Stream-Groundwater Exchange Zone*, *Environmental Management*, 29, 6, 763-781.
- Hefting M.M., Clement J.Ch., Bienkowski P., Dorrick D., Guenat C., Butturini A., Topa S., Pinay G., Verhoeven J.T.A., 2005, *The role of vegetation and litter in the nitrogen dynamics of riparian buffer zones in Europe*, *Ecological Engineering*, 24, 465-482.

- Hendricks S.P., 1993, *Microbial ecology of the hyporheic zone: a perspective integrating hydrology and biology*. Journal of the North American Benthological Society, 12, 70-78.
- Hendricks S.P., White D.S., 1995, *Seasonal biogeochemical patterns in surface water, subsurface hyporheic, and riparian ground water in a temperate stream ecosystem*. Arch. für Hydrobiol., 134, 459-490.
- Herbich P., 2007, *Związek wód podziemnych z powierzchniowymi w układzie zlewniowym rzek*. W: Paczyński B., Sadurski A. (red.), Hydrogeologia regionalna Polski, t. I. PIG, 82-95.
- Hermanowicz W., Dożańska W., Dojlido J., Koziorowski B., 1976, *Fizyczno-chemiczne badania wody i ścieków*. Arkady, Warszawa, 418.
- Hinkle S.R., Duff J.H., Triska F.J., Laenen A., Gates E.B., Bencala K.E., Wentz D.A., Silva S.R., 2001, *Linking hyporheic flow and nitrogen cycling near the Willamette River – a large river in Oregon, USA*. Journal of Hydrology, 244, 3-4, 157-180.
- Hoehn E., 1998, *Solute exchange between river water and groundwater in headwater environments*. Hydrology. Water Resources and Ecology in Headwaters, 248, 165-171.
- Husmann S., 1971, *Eine neue Methode zur Entnahme von Interstitialwasser aus subaquatischen Lockergesteinen*. Archiv für Hydrobiologie, 68, 519-527.
- Jancarkova I., Larsen T.A., Gujer W., 1997, *Distribution of nitrifying bacteria in a shallow stream*. Water Science and Technology, 36, 8-9, 161-166.
- Janiec B., 1997, *Transformacje i translokacje jonowe w wodach naturalnych Roztocza Zachodniego*. Wyd. UMCS, Lublin, 214.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 1999a, *Hydrochemia czwartorzędowych źródeł dorzecza Supraśli*. Maszynopis rozprawy doktorskiej. Wyd. UMCS, Lublin, 154.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 1999b, *Effects of drainage basin management on the chemical composition of waters in lowland springs*. Acta Hydrobiol., 41, 97-105.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 1999c, *Tło hydrochemiczne płytkich wód podziemnych w dorzeczu Supraśli*. W: Wawrentowicz D. (red.), Gospodarka wodno-ściekowa w Euroregionie Niemen. Wyd. Ekonomia i Środowisko, Augustów, 199-205.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2002, *Hydrologiczna specyfika nizinnych wypływów wód podziemnych*, XXX Szkoła Hydrologiczna „Współczesne zagadnienia hydrologii”, 133-140.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2004, *Stan wybranych źródeł na obszarach chronionych regionu białostockiego*. W: Michalczyk Z. (red.), Badania geograficzne w poznawaniu środowiska. Wyd. UMCS, Lublin, 296-300.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2005, *Transformacje składu chemicznego wody w strefie źródeł nizinnych*. W: Burchard J. (red.), Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce, t. III. Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 259-268.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2006a, *Zmiany składu chemicznego wody w niszach źródeł nizinnych*. Dok. Geogr., 32, 113-118.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2006b, *Water quality in the hyporheic zone of small lowland rivers*. Polish Journal of Environmental Studies, 15, 453-456.

- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2007a, *Strefa hyporeiczna, jej funkcjonowanie i znaczenie*. Kosmos, 56, 1-2, 181-196.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2007b, *Charakterystyka jakości wody naturalnych wpływów wód podziemnych Białegostoku*. W: Jokiel P., Moniewski P., Ziułkiewicz M. (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 234-241.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2008a, *Threats to a small river and its urban catchment*. Ecohydrology & Hydrobiology, 8, 1, 77-87.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2008b, *Nitrogen compounds dynamic in the hyporheic zone of small lowland river*. Limnological Papers, 3, 59-68.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., Zieliński P., 2004, *Stan i zagrożenia małej rzeki nizinnej na obszarze Parku Krajobrazowego Puszczy Knyszyńskiej*. W: Michalczyk Z. (red.), *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*. Wyd. UMCS, Lublin, 301-306.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., Górniak A., 2006, *Wpływ zbiornika Siemianówka na wody rzeki Narew poniżej zapory*. W: Górniak A. (red.), *Ekosystem zbiornika Siemianówka w latach 1990-2004 i jego rekultywacja*. Wyd. UwB, Białystok, 1993-1999.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., Sobolewski K.L., 2006, *Niedoceniony walor krajoznawczy Parku Krajobrazowego Puszcza Knyszyńska – źródlika*. Roczniki Naukowe Wyższej Szkoły Wychowania Fizycznego i Turystyki w Supraślu, 26-31.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., Zieliński P., Górniak A., 2006, *Stopień degradacji rzeki wiejskiej w bezpośrednim sąsiedztwie Białegostoku*. Woda – Środowisko – Obszary wiejskie, 6, 2 (18), 143-153.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., Żuk E., 2006, *Walory krenologiczne Białegostoku i okolic*. Podlaska Kultura Fizyczna, 1, 29-34.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., Miakisz B., Górniak A., 2009, *Zawartość związków azotu w wodzie na Wzgórzach Sokólskich*. Woda – Środowisko – Obszary wiejskie, 9, 2, 59-71.
- Jokiel P., 1994, *Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce*. Łódzkie Tow. Naukowe, Łódź, 237.
- Jokiel P., 2007, *Źródła – wodne perełki na granicy Terry i Hadesu*. W: Jokiel P., Moniewski P., Ziułkiewicz M. (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 7-13.
- Jones J.B., Holmes R.M., 1996, *Surface-subsurface interactions in stream ecosystems*. Trends in Ecology & Evolution, 11, 6, 239-242.
- Kajak Z., 1994, *Hydrobiologia. Ekosystemy wód śródlądowych*. Wyd. Filii UW, Białystok, 326.
- Kayabak K., Çelikin H., Karatosun H., Angün Z., Koçbay A., 1999, *The influence of a heavily polluted urban river on the adjacent aquifer systems*. Environmental Geology, 38 (3), 233-243.
- Kellman L., Hillaire-Marcel C., 1998, *Nitrate cycling in streams: using natural abundances of $\text{NO}_3\text{-}\delta^{15}\text{N}$ to measure in situ denitrification*. Biogeochemistry, 43, 273-292.

- Kennedy V.C., 1971, *Silica variation in stream water with time and discharge*. W: Hem J.D. (red.), Nonequilibrium system in natural water chemistry. Advances chemistry, 106, American Chemical Society, Washington, 95-130.
- Kiryłuk A., 1997, *Zmiany florystyczne w zbiorowiskach roślinnych na zmeliorowanych torfowiskach niskich*. W: Gleby hydrogeniczne na obszarze Północno-Wschodniej Polski, ich jakość i użytkowanie, Białystok, 25-32.
- Kleczkowski A.S., 1988, *Regionalizacja słodkich wód podziemnych Polski w zmodyfikowanym ujęciu*. Materiały Ogólnopolskiego IV Symposium „Aktualne Problemy Hydrogeologii”. Wyd. Instytutu Morskiego, Gdańsk, 47-56.
- Kleczkowski A.S., 1990, *Mapa głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony*. Inst. HiGI AGH, Kraków.
- Kmieciak M., 2002, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000*, ark. Białystok. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kondracki J., 1972, *Polska Północno-Wschodnia*. PWN, Warszawa, 272.
- Kondracki J., 1998, *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa, 441.
- Kondracki J., Pietkiewicz S., 1967, *Czwartorzęd północno-wschodniej Polski. Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa, 65-98.
- Kowalkowski A., 1991, *Ewolucja gleb w holocenie*. W: Starkel L. (red.), Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. Warszawa, 387-402.
- Kronvang B., Hoffmann C.Ch., Svendsen L.M., Windolf J., Jansen J.P., Dørge J., 1999, *Retention of nutrients in river basins*. Aquatic Ecology, 33, 29-40.
- Kucharski L., 2007, *Flora źródeł – skład i gatunki wskaźnikowe*. W: Jokiel P., Moniewski P., Ziułkiewicz M. (red.), Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne. Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 62-68.
- Laskowski K., 1999, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000*, ark. Wasilków. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lindner L. (red.), 1992, *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*. Wyd. PAE, Warszawa, 683.
- Lindner L., Dzierżek J., Lamparski Z., Marks L., Nitychoruk J., 1995, *Zarys stratygrafii czwartorzędu Polski; główne poziomy osadów glacialnych i interglacialnych oraz ich rozprzestrzenienie*. Przeg. Geolog., 7, 586-591.
- Liszkowski J., 1975, *Wpływ obciążenia lodolodem na plejstoceniową i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski*. Mat. I Kraj Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, t. I, Warszawa, 123-126.
- Liszkowski J., 1982, *Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski*. Rozprawy UW, Warszawa, 174, 179.
- Lwowicz M.I., 1979, *Zasoby wodne świata*. PWN, Warszawa, 438.
- Łomotowski J., Siwoń Z., 2004, *Wykorzystanie programów symulujących skład jonowy wody do oceny stabilności chemicznej wody wodociągowej*. Ochrona Środowiska, 4, 13-16.
- Łoszewski H., 1984, *Naturalne wypływy wód podziemnych dorzecza Supraśli*. Nauka i Praktyka, OBN, 4, Białystok, 111-150.
- Macioszczyk A., 1987, *Hydrogeochemia*. Wyd. Geol., Warszawa, 475.
- Macioszczyk A., 2006, *Podstawy hydrogeologii stosowanej*. PWN, Warszawa, 571.

- Macioszczyk A., Grochowski D., Porębska G., 1991, *Zanieczyszczenia antropogeniczne wód w źródłach lewobrzeżnej Warszawy*. Współczesne problemy hydrogeologii. Mat. CPBP 04.10. SGGW AR, Warszawa, 48, 29-39.
- Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2002, *Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych*. PWN, Warszawa, 448.
- Madejski C., Madejska E., 1998a, *Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000*, ark. Biały-stok. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Madejski C., Madejska E., 1998b, *Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000*, ark. Wasil-ków. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mainstone Ch.P., Parr W., 2002, *Phosphorus in rivers – ecology and management*. The Science of the Total Environment, 282-283, 25-47.
- Małecka D., 1995, *Projekt prac geologicznych w celu ustalenia zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych czwartorzędowego piętra wodonośnego zlewni rzeki Krynki*. Wyd. UW, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, Zakład Prac Geolo-gicznych, Warszawa, 55.
- Małecka D., Małecki J.J., Murzynowski W., Lipnicka T., 1991, *Hydrochemiczna cha-rakterystyka wód podziemnych Kotliny Biebrzańskiej*. Współczesne Problemy Hydrogeologii. Mat. CPBP 04.10. SGGW AR, 48, 157-164.
- Małecki J.J., 1991, *Rola mikroskładników w ocenie antropogenicznych przekształceń chemizmu wód podziemnych*. Współczesne Problemy Hydrogeologii. Mat. CPBP 04.10. SGGW AR, 48, 40-48.
- Małecki J.J., 1998, *Rola strefy aeracji w kształtowaniu składu chemicznego płytkich wód podziemnych wybranych środowisk hydrogeochemicznych*. Biuletyn PIG 381, Warszawa, 219.
- Mapa glebowo-rolnicza 1:100 000*, Województwo białostockie, 1986, Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa Puławy, OPGK Białystok.
- Matuszkiewicz W., 2001, *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*. PWN, Warszawa, 536.
- McDowell R.W., 2003, *Sediment phosphorus chemistry and microbial biomass along lowland New Zealand stream*. Aquatic Geochemistry, 9, 19-40.
- Michalczyk Z., 2007, *Źródła w badaniach geograficznych*. W: Jokieli P., Moniewski P., Ziulkiewicz M. (red.), *Źródła Polski*. Wybrane problemy krenologiczne. Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 39-47.
- Mioduszewski W., 1996, *Analiza zasobów i potrzeb wodnych w zlewni Górnej Narwi*. W: Mioduszewski W. (red.), *Ochrona zasobów wodnych na przykładzie zlewni Górnej Narwi*. Wyd. IMUZ, Falenty, 7-19.
- Mocek A., Drzymała S., Maszmer P., 1997, *Geneza, analiza i klasyfikacja gleb*. Wyd. AR, Poznań, 416.
- Mojski J., 1967, *Warunki deglacjacji okolic Białegostoku w okresie zlodowacenia śród-kowopolskiego*. Czas. Geogr., 38, 3, 56-84.
- Mojski J., 1972, *Nizina Podlaska*. W: Geomorfologia Polski. PWN, Warszawa, 125-189.
- Mojski J., 1993, *Europa w plejstocenie*. Wyd. PAE, Warszawa, 236.
- Mojski J., 2005, *Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*. PIG, Warszawa, 404.

- Moniewski P., 2007, *Podstawowe pojęcia, typologie i klasyfikacje współczesnej krenologii*. W: Jokiel P., Moniewski P., Ziułkiewicz M. (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 15-29.
- Moreau S., Bertru G., Buson Ch., 1998, *Seasonal and spatial trends of nitrogen and phosphorus loads to the upper catchment of the river Vilaine (Brittany): relationships with land use*. *Hydrobiologia*, 373/374, 247-258.
- Musiał A., 1992, *Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia*. Wyd. UW, Warszawa, 203.
- Nowicki A.J., 1969, *Osady kenozoiczne północno-wschodniego Podlasia*. W: *Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. XII, Warszawa, 256-287.
- Nowicki A.J., 1971, *Mapa geologiczna Polski 1:200 000*, ark. Białystok wraz z objaśnieniami. Wyd. Geol., Warszawa.
- Orghidan T., 1959, *Ein neue Lebensraum des unterirdischen Wassers, der hyporheische Biotop*. *Archiv für Hydrobiologie*, 55, 392-414.
- Ostrowska A., Gawliński S., Szczubiałka Z., 1991, *Metody analizy i oceny właściwości gleb i roślin*. IOŚ, Warszawa, 283.
- Pajchel M., Tyska M. (red.), 1957-1965, *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne*. Inst. Geol., Wyd. Geol., Warszawa.
- Paszczyk J., 1975, *Rola wód podziemnych w odplywie rzeczonym i w bilansie wodnym Polski*. Wyd. UMCS, Lublin, 126.
- Pazdro Z., 1983, *Hydrogeologia ogólna*. Wyd. Geol., Warszawa, 575.
- Pennak R.W., Ward J.V., 1986, *Interstitial fauna communities of the hyporheic and adjacent groundwater biotopes of a Colorado mountain stream*. *Archiv für Hydrobiologie Suppl.*, 74, 356-396.
- Perelman A.I., 1971, *Geochemia krajobrazu*. PWN, Warszawa, 271.
- Piskornik Z., 1987, *Fizjologia roślin dla wydziałów ogrodniczych*, cz. 1. PWN, Warszawa, 523.
- Płochniewski Z., 1971, *Hydrogeologia*. Wyd. Geol., Warszawa, 311.
- Pretty J.L., Hildrew A.G., Trimmer M., 2006, *Nutrient dynamics in relation to surface-subsurface hydrological exchange in a groundwater fed chalk stream*. *Journal of Hydrology*, 330, 84-100.
- Przyrodnicze obiekty chronione województwa białostockiego*, 1997, Wyd. Woj. Konser. Ochrony Przyrody, Białystok, 38.
- Puciłowska E., 2008, *Liczebność i biomasa bakterii w strefie hyporeicznej rzek nizinnych*. Praca magisterska, Zakład Hydrobiologii UwB, 84.
- Raport o stanie środowiska województwa podlaskiego w latach 2002-2003*, 2004, IOŚ, WIOŚ w Białymstoku, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Białystok, 234.
- Rheinheimer G., 1987, *Mikrobiologia wód*. Państw. Wyd. Rolnicze i Leśne, Warszawa, 327.
- Romani A.M., Guasch H., Muñoz I., Ruana J., Vilalta E., Schwartz T., Emtiaz F., Sabater S., 2004, *Biofilm structure and function and possible implications for riverine DOC dynamics*. *Microbial Ecology*, 47, 316-328.

- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 20 sierpnia 2008 roku w sprawie sposobu klasyfikacji jednolitych wód powierzchniowych. Dz. U. nr 162 poz. 1008.
- Rózkowski J., 1996, *Przeobrażenia składu chemicznego wód krasowych południowej części Wyżyny Krakowskiej (zlewnia Rudawy i Prądnika)*. Kras i Speleologia, nr specj. 1.
- Rózkowski J., 1999, *Przeobrażenia chemizmu wód podziemnych drenowanych źródłami w obszarach krasowych Wyżyny Krakowskiej*. W: Biesiadka E., Czachorowski S. (red.), *Źródła Polski. Stan badań, monitoring i ochrona*, Studia i Materiały WSP w Olsztynie, 145.
- Różycki S.Z., 1972, *Plejstocen Polski Środkowej*. PWN, Warszawa, 254.
- Runkel R.L., McKnight D.M., Rajaram H., 2003, *Modeling hyporheic zone processes*. Advances in Water Resources, 26, 9, 901-905.
- Schindler J.E., Krabbenhoft D.P., 1998, *The hyporheic zone as a source of dissolved organic carbon gases to a temperate forested stream*, Biogeochemistry, 43, 157-174.
- Schwoerbel J., 1967, *Das hyporheische interstitial als Grenzbiotop zwischen oberirdischem – und subterranem Ökosystem und seine Bedeutung für die Primär-Evolution von Kleinsthöhlenbewohnern*. Archiv für Hydrobiologie Suppl., 33, 1-62.
- Sheibley R.W., Jackman A.P., Duff J.H., Triska F.J., 2003, *Numerical modeling of coupled nitrification-denitrification in sediment perfusion cores from the hyporheic zone of the Shingobee River, MN*. Advances in Water Resources, 26, 9, 977-987.
- Shibata H., Sugawara O., Toyoshima H., Wondzell S.M., Nakamura F., Kasahara T., Swanson F.J., Sasa K., 2004, *Nitrogen dynamics in the hyporheic zone of a forested stream during a small storm, Hokkaido, Japan*. Biogeochemistry, 69 (1), 83-104.
- Simčič T., Mori N., 2007, *Intensity of mineralization in the hyporheic zone of the prealpine river Bača (West Slovenia)*. Hydrobiologia, 586, 221-234.
- Siwiek J., 2001, *Wpływ antropopresji na zawartość związków azotu i fosforu w źródłach zlewni Prądnika, Dłubni i Szreniawy*. W: Balon J., German K. (red.), *Przemiany środowiska a jego funkcjonowanie*. Problemy ekologii krajobrazu, 10.
- Siwiek J., 2004, *Źródła w zlewniach Prądnika, Dłubni i Szreniawy. Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania jakości wód*. IGI GP, UJ, Kraków, 98.
- Sokołowski A.W., 1991, *Przyrodnicze obiekty chronione województwa białostockiego*. Wyd. Woj. Konser. Ochrony Przyrody, Białystok, 102.
- Sophocleous M.A., 2002, *Interactions between groundwater and surface water: The state of the science*. Hydrogeology Journal, 10 (1), 52-67.
- Sophocleous M.A., 2003, *Environmental implications of intensive groundwater use with special regard to streams and wetlands*. W: Custodio E., Llamas R. (red.), *Groundwater Intensive Use: Challenges and Opportunities*. A.A. Balkema Publishers, Lisse, The Netherlands, 93-112.
- Sophocleous M.A., 2004, *Global and regional water availability and demand: Prospects for the future*. Natural Resources Research, 13 (2), 61-75.
- Springer A.E., Stevens L.E., 2009, *Spheres of discharge of springs*. Hydrogeology Journal, 17, 83-93.
- Stan środowiska w Polsce w latach 1996-2001*, 2003, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 269.

- Staniaszek J., 1996, *Wybrane problemy gospodarki wodno-ściekowej województwa białostockiego*. W: Mioduszeński W. (red.), *Ochrona zasobów wodnych na przykładzie zlewni Górnej Narwi*. Wyd. IMUZ, Falenty, 21-29.
- Starck Z., 2002, *Rola składników mineralnych w roślinie*. W: Kopcewicz J., Lewak S. (red.), *Fizjologia roślin*. PWN, Warszawa, 228-245.
- Starmach K., Wróbel S., Pasternak K., 1978, *Hydrobiologia*. PWN, Warszawa, 621.
- Stolarska M., Moniewski P., 2007, *Podstawowe właściwości fizykochemiczne wód w niszy źródłkowej Rosanów I*. W: Jokiel P., Moniewski P., Ziułkiewicz M. (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 213-224.
- Storey R.G., Williams D.D., Fulthorpe R.R., 2004, *Nitrogen processing in the hyporheic zone of a pastoral stream*. *Biogeochemistry*, 69, 285-313.
- Supriyasilp T., Graettinger A.J., Durrans S.R., 2003, *Quantitatively directed sampling for main channel and hyporheic zone water-quality modeling*. *Advances in Water Resources*, 26, 9, 1029-1037.
- Systematyka gleb Polski*, 1989, *Rocznik Gleboznawczy*, 40, 3-4, 33-103.
- Tomaszewski J., 1989, *Badanie naturalnych wypływów wód podziemnych*. W: Gutry-Korycka M., Werner-Więckowski H. (red.), *Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych*. PWN, Warszawa, 104-115.
- Triska F.J., Kennedy V.C., Avanzino R.J., Zellweger G.W., Bencala K.E., 1989, *Retention and transport of nutrients in a third-order stream: hyporheic processes*. *Ecology*, 70, 1877-1892.
- Triska F.J., Duff J.H., Avanzino R.J., 1990, *Influence of exchange flow between the channel and hyporheic zone on nitrate production in a small mountain stream*. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 47, 2099-2111.
- Triska F.J., Duff J.H., Avanzino R.J., 1993, *The role of water exchange between a stream channel and its hyporheic zone in nitrogen cycling at the terrestrial-aquatic interface*. *Hydrobiologia*, 251, 167-184.
- Tyc A., 1997, *Wpływ antropopresji na procesy krasowe Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na przykładzie obszaru Olkusz-Zawiercie*. *Kras i Speleologia*, nr specj. 2.
- Uzarski D.G., Stricker C.A., Burton T.M., King D.K., Steinman A.D., 2004, *The importance of hyporheic sediment respiration in several mid-order Michigan rivers: comparison between methods in estimates of lotic metabolism*, *Hydrobiologia*, 518, 47-57.
- Valett H.M., Fisher S.G., Stanley E.H., 1990, *Physical and chemical characteristics of the hyporheic zone of a Sonoran Desert stream*. *Journal of the North American Benthological Society*, 9, 201-215.
- Vannote R.L., Minshall G.W., Cummins K.W., Sedell J.R., Cushing C.E., 1980, *The river continuum concept*. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 37, 130-137.
- Vollmer S., De los santos Ramos F., Daebel H., Kühn G., 2002, *Micro scale exchange processes between surface and subsurface water*. *Journal of Hydrology*, 269, 3-10.
- Wiktorowicz B., 2007, *Formy migracji rozpuszczonych mikroskładników szczaw Ziemi Kłodzkiej*, *Prace Nauk. Inst. Gór. Politechniki Wrocławskiej*, 33, 121-128.
- Williams D.D., Hynes H.B.N., 1974, *The occurrence of benthos deep in the substratum*. *Freshwater Biology*, 4, 233-256.

- Winter T.C., 1999, *Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems*. Journal of Hydrology, 7, 28-45.
- Winter T.C., 2002, *Subaqueous capping and natural recovery: Understanding the hydrogeologic setting at contaminated sites*. DOER Technical Notes Collection (TIN DOER – C26), U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS. <http://www.wes.army.mil/el/dots/doer>.
- Withers P.J.A., Jarvie H.P., 2008, *Delivery and cycling of phosphorus in rivers: A review*. Science of the Total Environment, 400, 379-395.
- Woś A., 1999, *Klimat Polski*. PWN, Warszawa, 301.
- Zaborski B., 1927, *Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich*. Przeg. Geogr., 7, 23-36.
- Zieliński P., Górniak A., 1999, *Analizy rozpuszczonego węgla organicznego w wodach naturalnych*. Aparatura badawcza dydaktyczna, 3, 37-45.
- Zieliński P., Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2010, *Dissolved organic matter transformation in the hyporheic zone of a small lowland river*. Oceanological and Hydrobiological Studies.
- Ziułkiewicz M., 2007, *Zróźnicowanie hydrochemiczne wód podziemnych w niszy źródłiskowej w Cisnach*. W: Jokiel P., Moniewski P., Ziułkiewicz M. (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*. Wydział Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 225-233.
- Znosko J. (red.), 1968, *Atlas Geologiczny Polski 1: 2 000 000*. Inst. Geol., Warszawa.
- Znosko J., 1998, *Tectonic Atlas of Poland*. PIG, Warszawa.

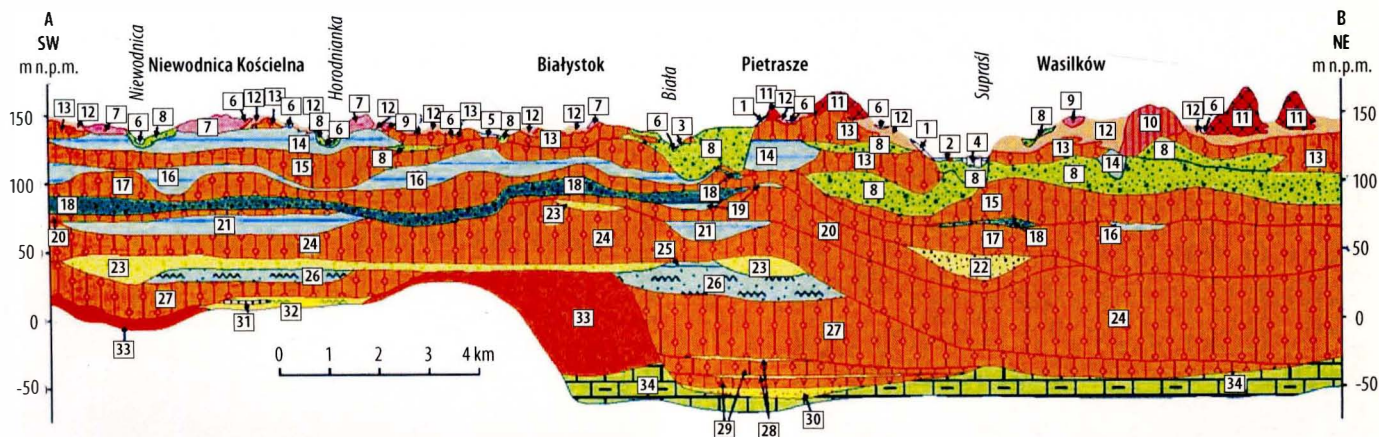
<http://www.imgw.pl>

<http://www.mos.gov.pl>

<http://www.poranny.pl>

<http://www.wios.warszawa.pl>

<http://www.kgigcz.ug.edu.pl>



1) grunty antropogeniczne, 2) torfy holocenu, 3) namuły torfiaste holocenu, 4) piaski rzeczne holocenu, 5) piaski i żwiry deluwialne, 6) piaski humusowe i namuły den dolinnych oraz zagłębi bezodpływowych holocenu, 7) piaski i żwiry kermów stadiu środkowego i górnego zlodowacenia warty, 8) piaski i żwiry wodnolodowcowe stadiu dolnego, środkowego i górnego zlodowacenia warty, 9) piaski i żwiry akumulacji szczelinowej stadiu środkowego zlodowacenia warty, 10) piaski, żwiry i gliny moren wycięcia stadiu środkowego i górnego zlodowacenia warty, 11) piaski i żwiry moren czołowych stadiu środkowego i górnego zlodowacenia warty, 12) piaski, żwiry i glazy lodowcowe stadiu środkowego zlodowacenia warty, 13) gliny zwałowe stadiu środkowego i górnego zlodowacenia warty, 14) mułki i ropy stoiskowe stadiu środkowego i górnego zlodowacenia warty, 15) gliny zwałowe stadiu dolnego zlodowacenia warty, 16) mułki i ropy zastoiskowe stadiu dolnego zlodowacenia warty, 17) gliny zwałowe zlodowacenia odry, 18) piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia odry, 19) mułki i ropy zastoiskowe zlodowacenia odry, 20) gliny zwałowe zlodowacenia sanu 2, 21) mułki i ropy zastoiskowe zlodowacenia sanu 2, 22) piaski wodnolodowcowe zlodowacenia sanu 2, 23) piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia sanu 1, 24) gliny zwałowe zlodowacenia sanu 1, 25) mułki zastoiskowe zlodowacenia sanu 1, 26) piaski i mułki rzeczno-jeziorne interglacjału małopolskiego, 27) gliny zwałowe zlodowacenia ridy, 28) piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia narwi, 29) gliny zwałowe zlodowacenia narwi, 30) piaski z rumoszem margli, rzeczno-deluwialne preglacjału, 31) węgiel brunatny miocenu, 32) mułki z wkładkami węgla brunatnego miocenu, 33) piaski glaukonitowe, piaski z węglem brunatnym, mułki i ropy paleogenu, 34) margle, kreda pisząca, ropy piaszczyste kredy górnej

Aneks 1. Przekrój geologiczny przez region Białegostoku [Laskowski 1999, Kmiecik 2002]



Aneks 2a. Źródło nr 1 w dolinie Krzemianki



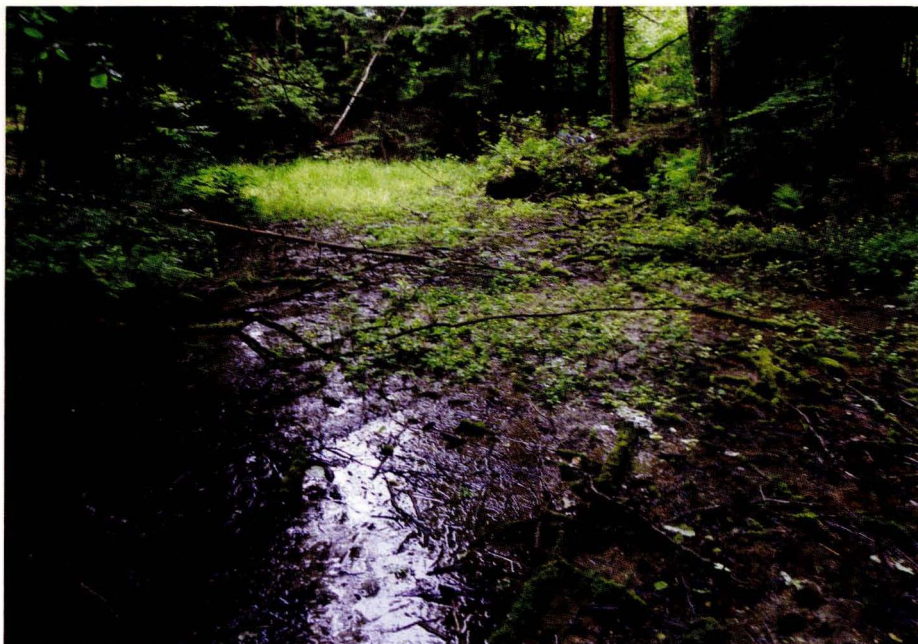
Aneks 2b. Źródło nr 2 w dolinie Migówki



Aneks 2c. Źródliko nr 3 w dolinie Sokołdy



Aneks 2d. Źródliko nr 4 w dolinie Słoi



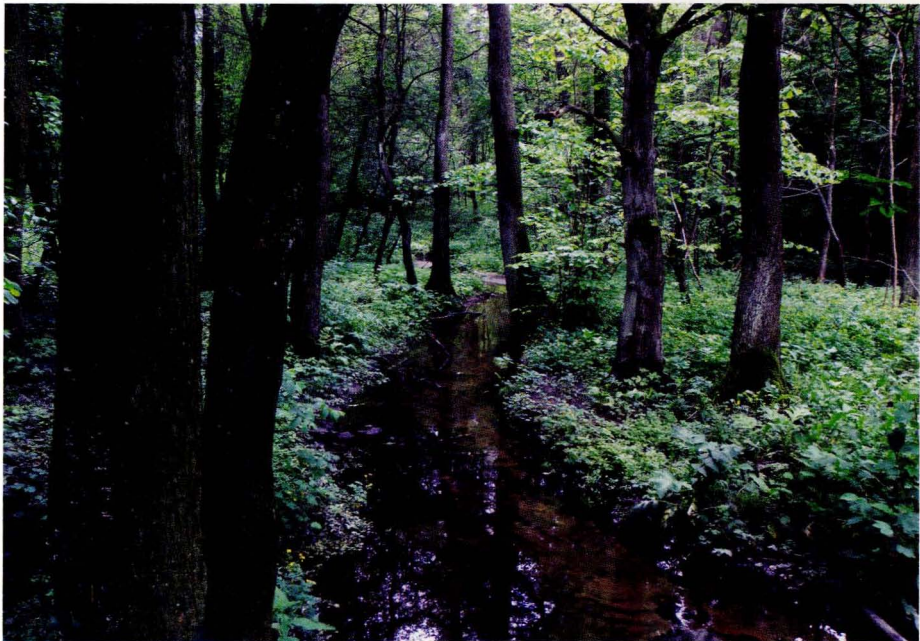
Aneks 2e. Źródliko nr 5 w dolinie Horodnianski



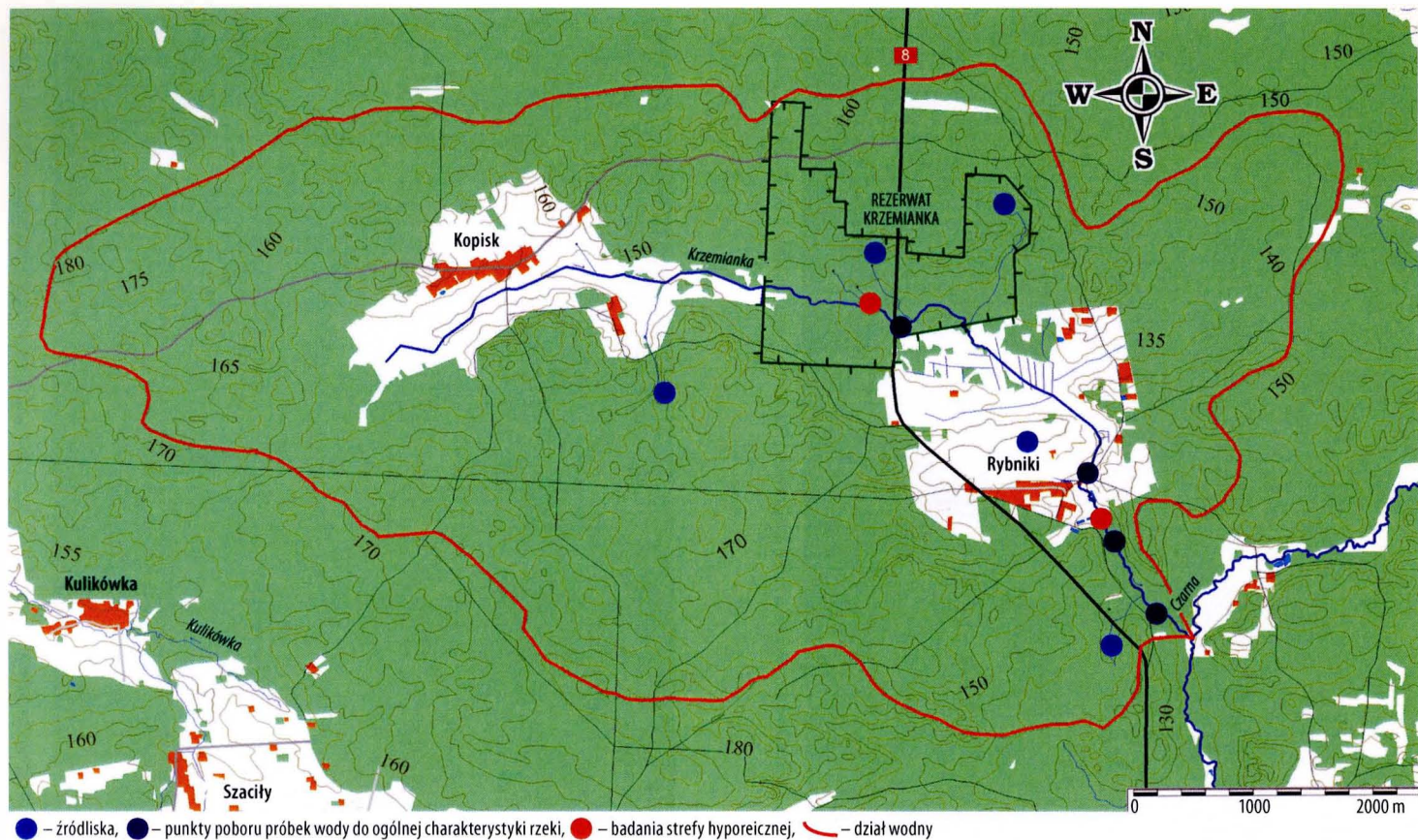
Aneks 2f. Rzeka Krzemianka w przekroju Krzemianka I



Aneks 2g. Rzeka Krzemianka w pobliżu miejscowości Rybniki



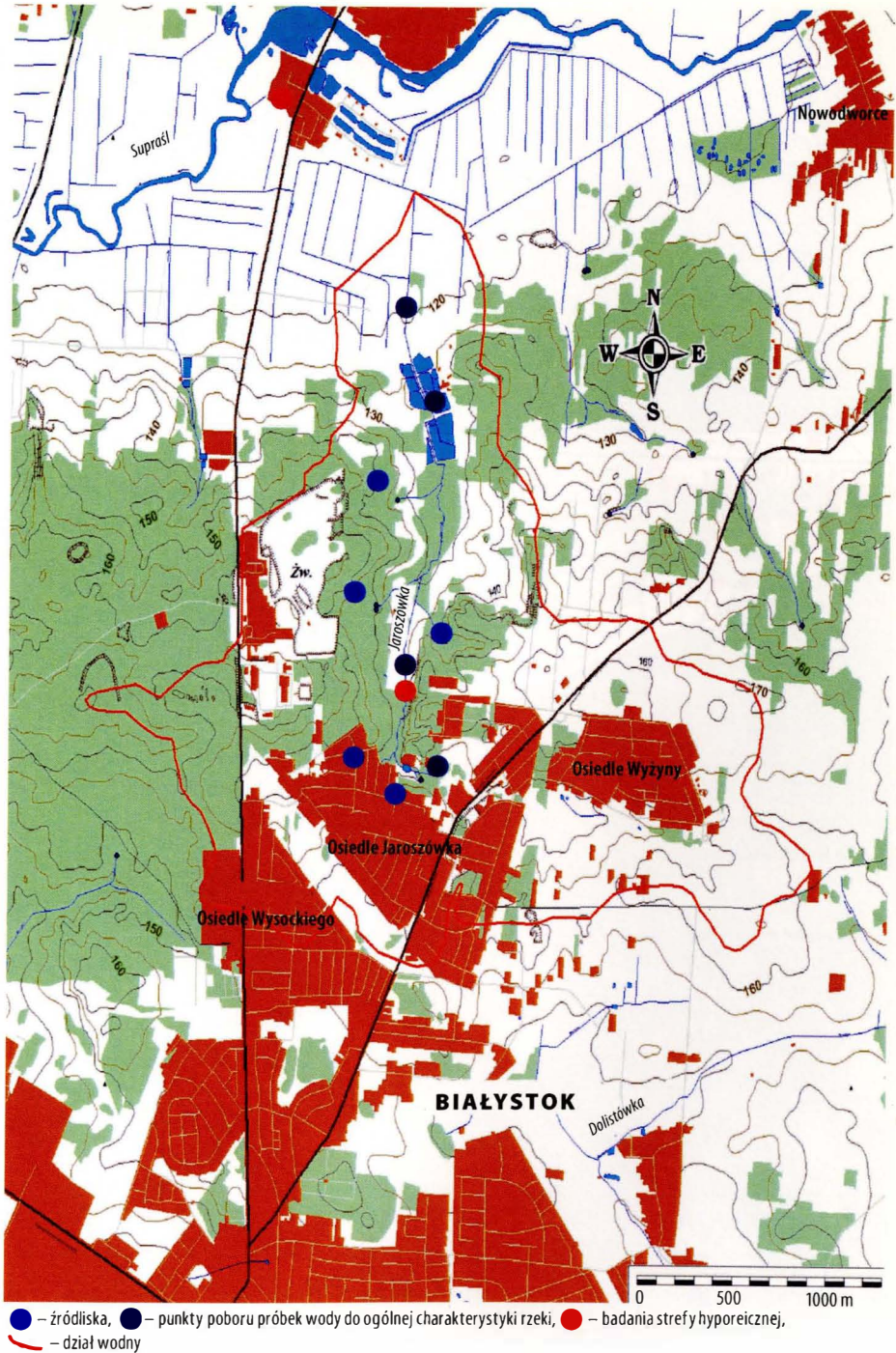
Aneks 2h. Rzeka Jarosówka



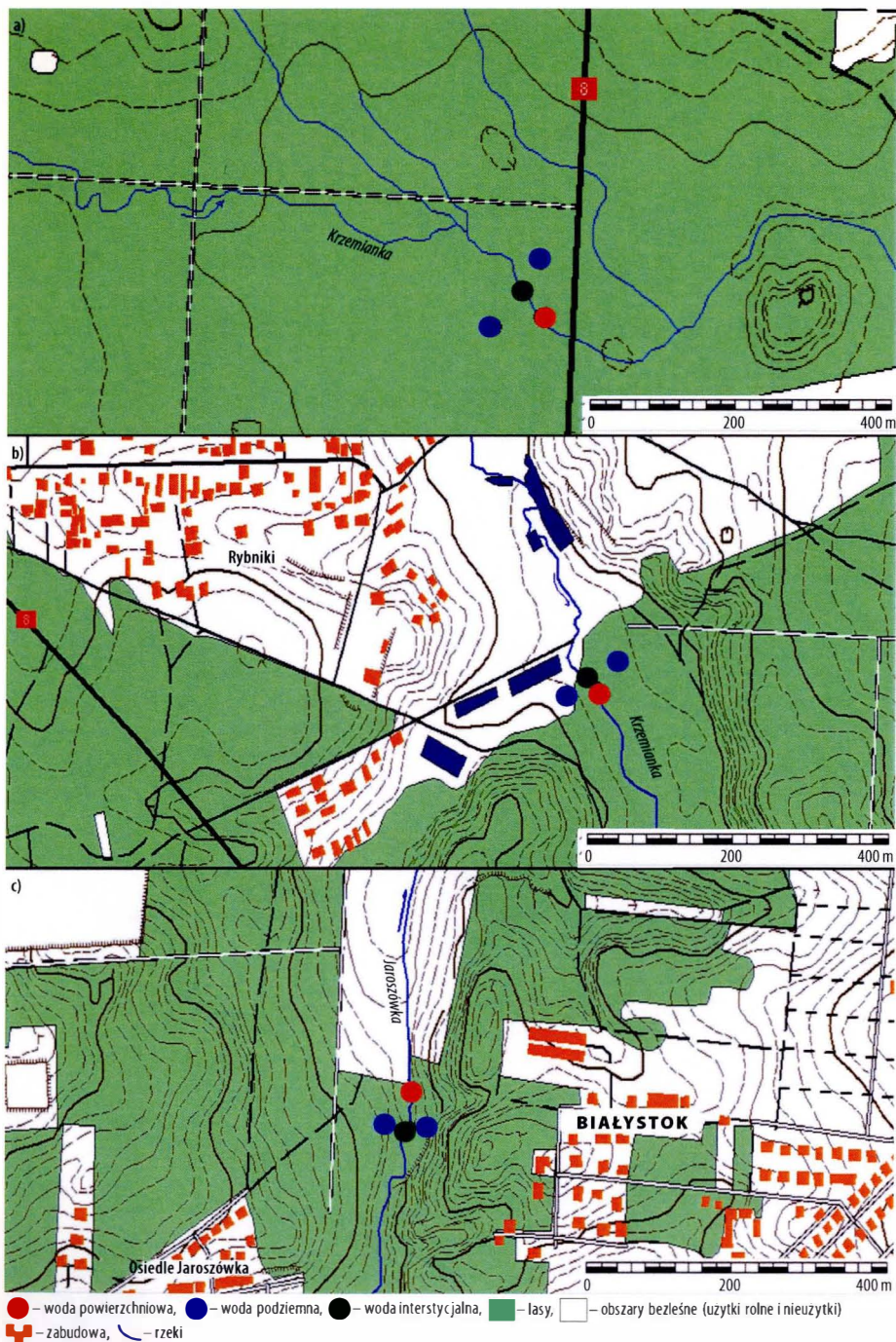
Aneks 3. Lokalizacja stanowisk badawczych w zlewni Krzemianki

Zdigitalizowano i udostępniono w ramach projektu pn.

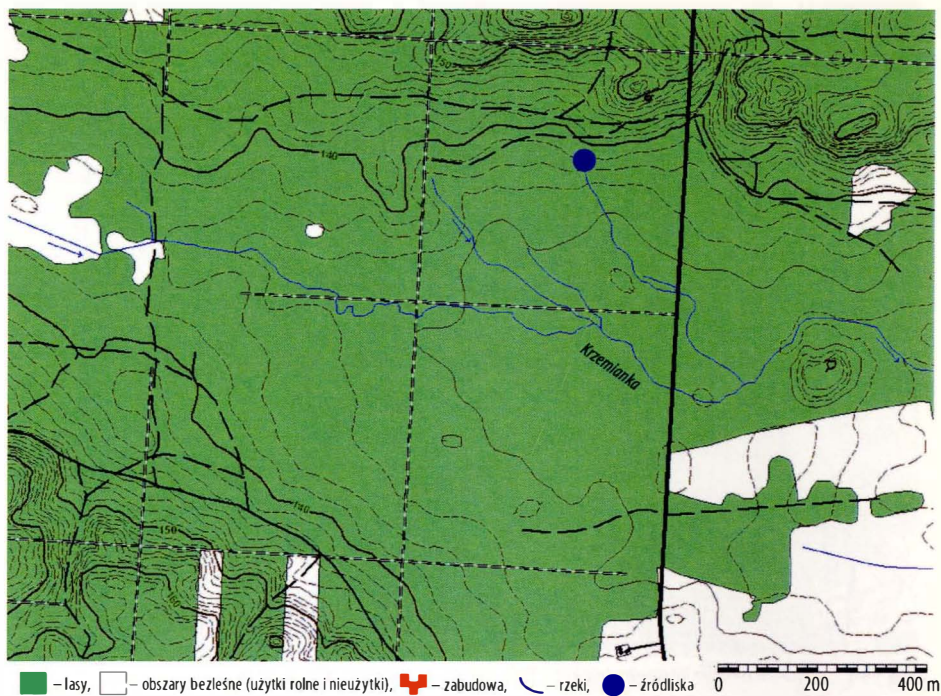
Rozbudowa otwartych zasobów naukowych Repozytorium Uniwersytetu w Białymstoku,
dofinansowanego z programu „Społeczna odpowiedzialność nauki” Ministra Edukacji i Nauki na podstawie umowy SONB/SP/512497/2021



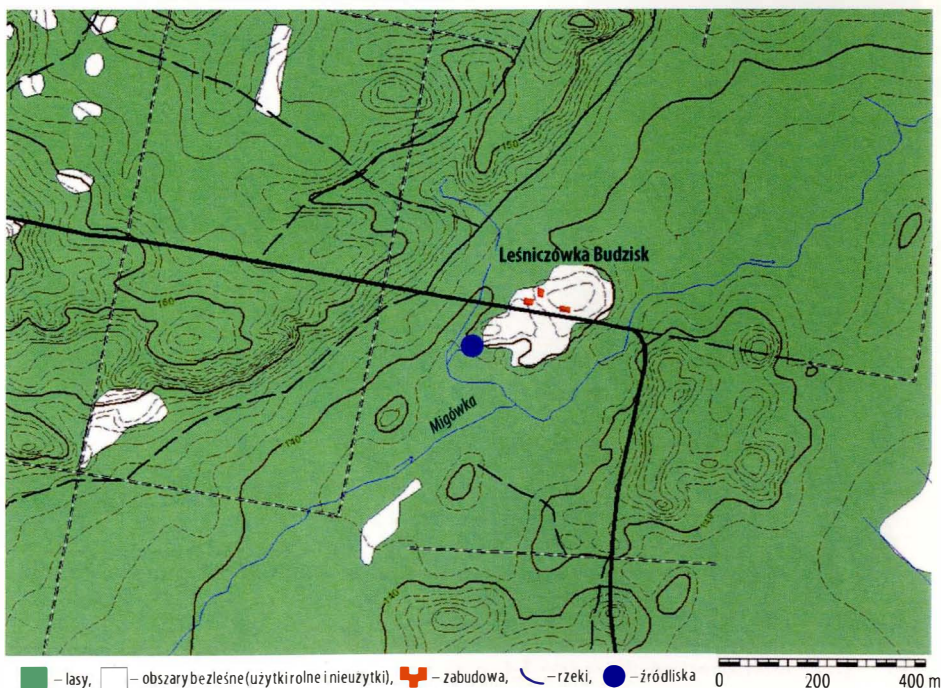
Aneks 4. Stanowiska badawcze w zlewni Jarosówki



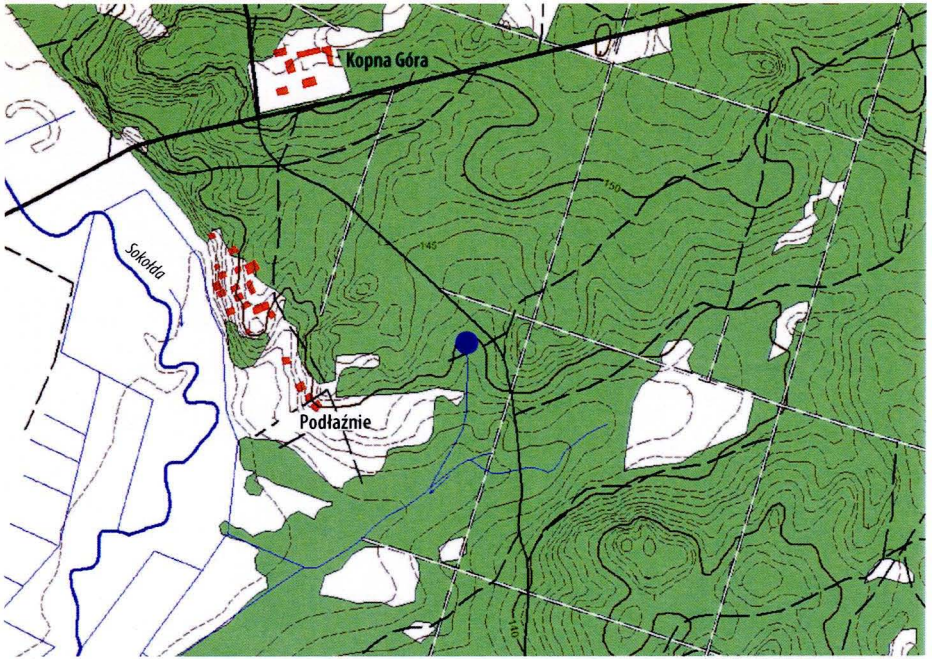
Aneks 5. Położenie przekroji hydrometrycznych w dolinie Krzemianki; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka



Aneks 6. Położenie źródłiska nr 1 w dolinie Krzemianki

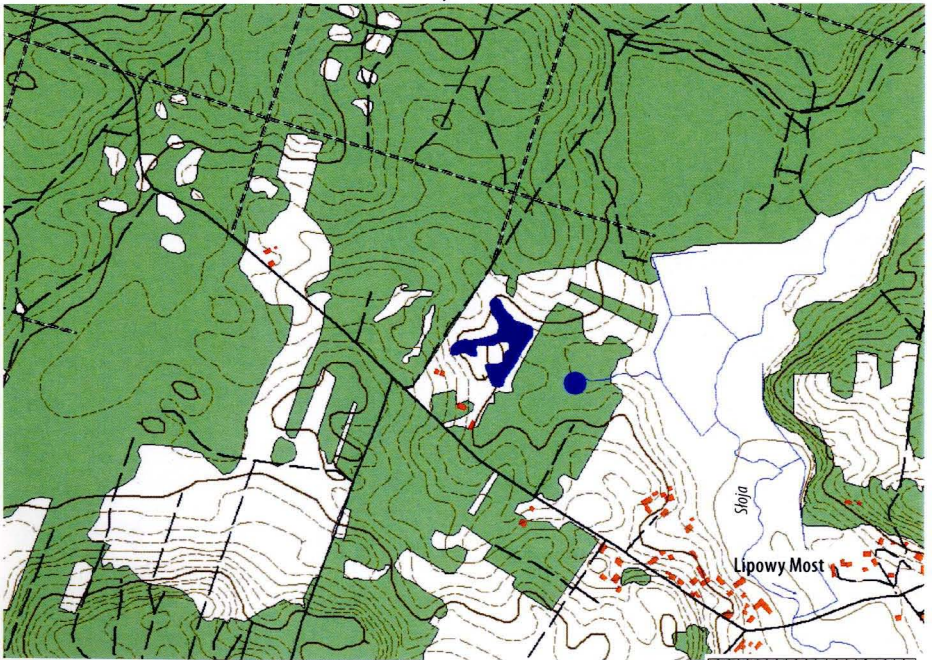


Aneks 7. Położenie źródłiska nr 2 w dolinie Migówki



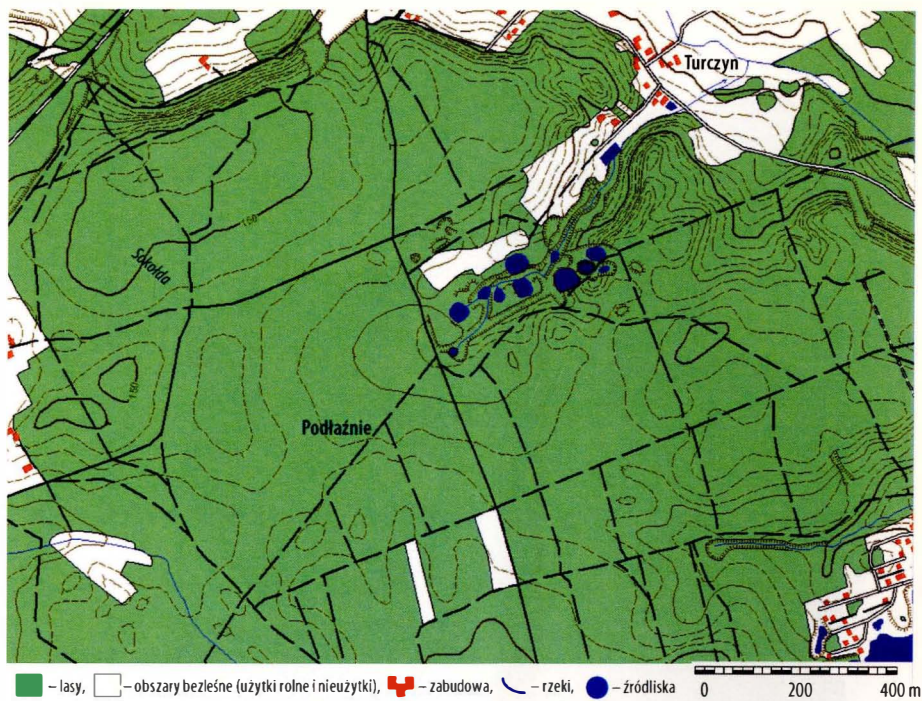
■ – lasy, □ – obszary bezleśne (użytki rolne i nieużytki), ■ – zabudowa, — — rzeki, ● – źródłiska 0 200 400 m

Aneks 8. Położenie źródłiska nr 3 w dolinie Sokółdy

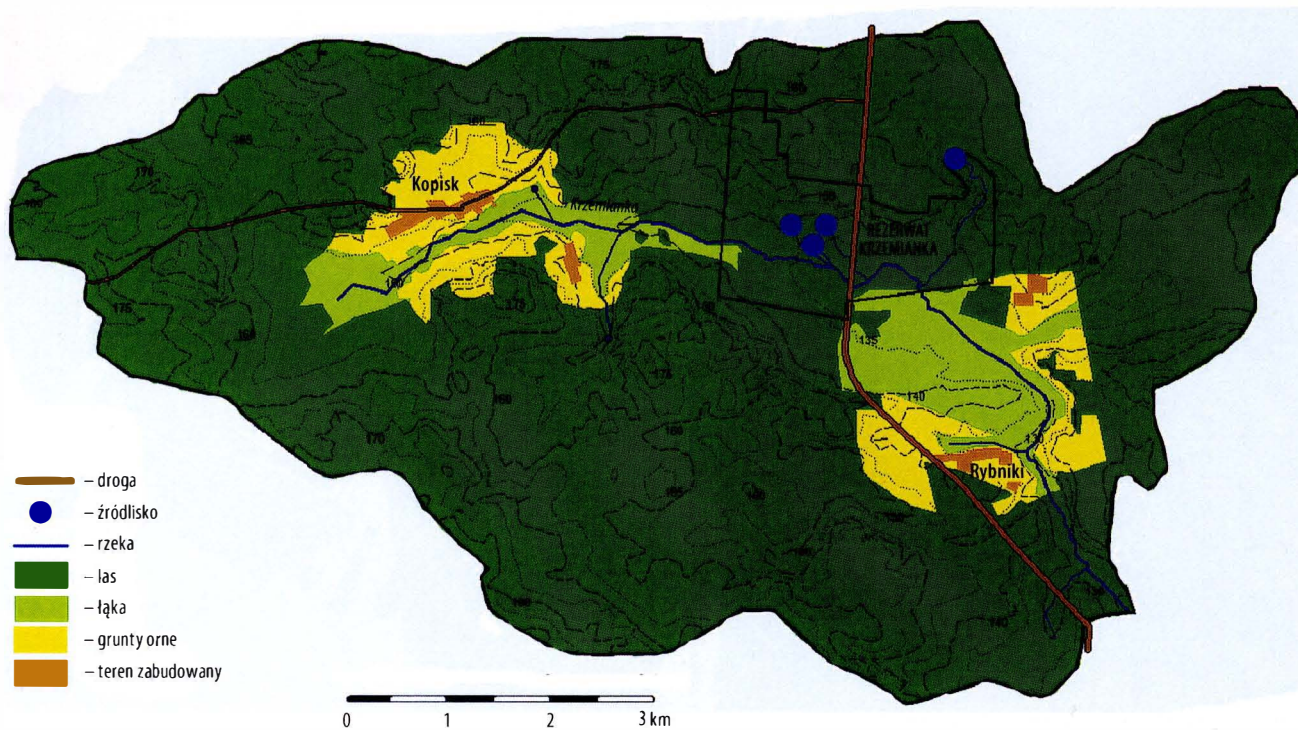


■ – lasy, □ – obszary bezleśne (użytki rolne i nieużytki), ■ – zabudowa, — — rzeki, ● – źródłiska 0 200 400 m

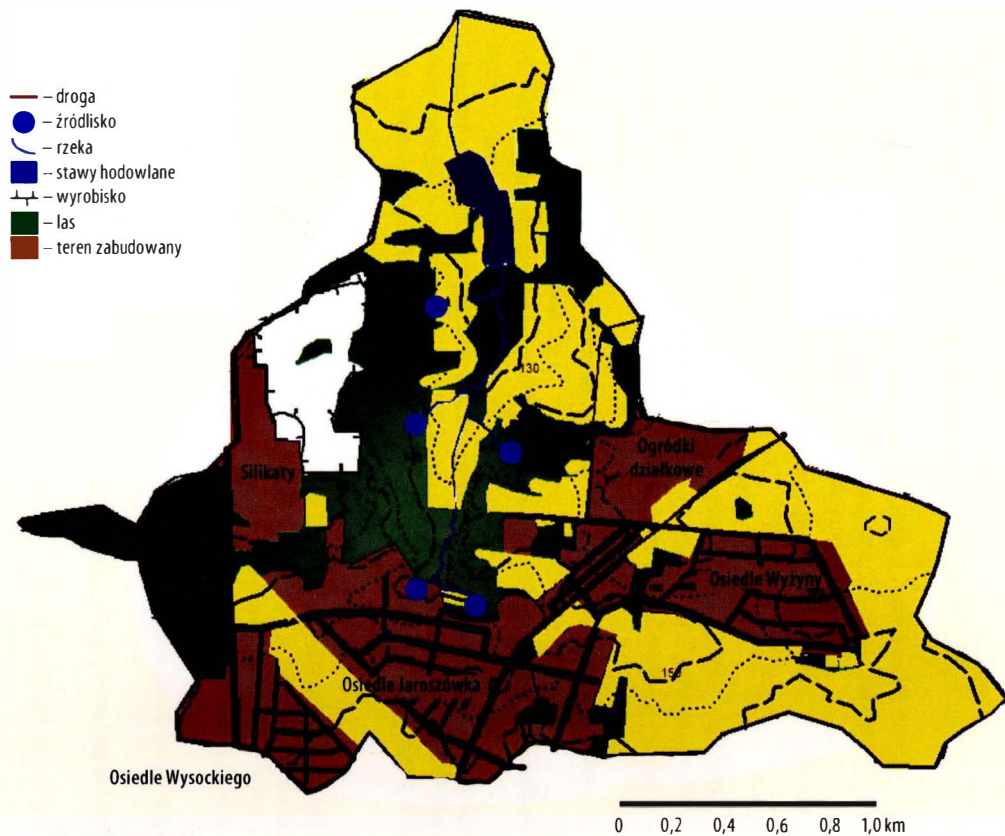
Aneks 9. Położenie źródłiska nr 4 w dolinie Słoi



Aneks 10. Położenie źródłiska nr 5 w dolinie Horodnianki



Aneks 11. Użytkowanie terenu w zlewni Krzemianki



Aneks 12. Użytkowanie terenu w zlewni Jaroszków

Spis rysunków, tabel i aneksów

Rysunki:

1. Położenie strefy hyporeicznej w stosunku do wód powierzchniowych i podziemnych	10
2. Strefy hydrodynamiczne krążenia wód podziemnych: I – strefa zasilania, II – strefa spływu, III – strefa drenażu; 1 – piaski fluwioglacjalne, 2 – piaski rzeczne, 3 – gliny zwałowe, 4 – źródło, 5 – zwierciadło wody podziemnej	11
3. Położenie terenu badań na tle podziału fizyczno-geograficznego Niziny Północno-podlaskiej	16
4. Położenie terenu badań w dorzeczu górnej Narwi	16
5. Średnia miesięczna suma opadów w wieloleciu 1961-1995 i w okresie 2002-2006	24
6. Stany wód podziemnych w regionie białostockim w latach 1971-2000: a) studnia Białystok, b) studnia Supraśl; oraz w latach 1981-2000: c) studnia Podkamionka, d) studnia Krasne Małe	34
7. Główne zbiorniki wód podziemnych dorzecza Narwi według Kleczkowskiego	38
8. Lokalizacja stanowisk badawczych	41
9. Schemat piezometru wykorzystanego do poboru próbek wody w niszach źródłiskowych	42
10. Schematy nisz źródłiskowych z zaznaczonymi punktami poboru próbek wody i osadów do analizy laboratoryjnej; a) źródło nr 1 w dolinie Krzemianki, b) źródło nr 2 w dolinie Migówki, c) źródło nr 3 w dolinie Sokołdy, d) źródło nr 4 w dolinie Słoi, e) źródło nr 5 w dolinie Horodnianki	43
11. Rozmieszczenie piezometrów w źródłisku nr 1 w dolinie Krzemianki	44
12. Schemat zestawu piezometrów do pobierania próbek wody ze strefy hyporeicznej	46
13. Zmiany średniej wartości temperatury wody w źródłiskach (a – źródło w dolinie Krzemianki, b – źródło w dolinie Horodnianki) w styczniu i lipcu 2002-2003	71
14. Zmiany wydajności źródeł w rezerwacie Krzemianka (nr 1) i w dolinie Sokołdy (nr 3)	77
15. Zmiany wydajności źródeł w rezerwacie Budzisk (nr 2) i w Turczynie (nr 5) w latach 2002-2003	89
16. Zależność stężenia azotu azotanowego od tlenu rozpuszczonego w wodzie źródła nr 5	94
17. Zmiany stężenia DOC w wodach źródeł w latach 2002-2003; a) źródło nr 2 w rezerwacie Budzisk, b) źródło nr 5 w Turczynie	95
18. Zmiany SUVA w wodach źródeł w latach 2002-2003; a) źródło nr 2 w rezerwacie Budzisk, b) źródło nr 5 w Turczynie	95
19. Zróżnicowanie jakości wody w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006	100
20. Schemat rozmieszczenia roślinności w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki	102
21. Zmiany średniego stężenia a) $N-NO_3^-$, b) $P-PO_4^{3-}$, c) DOC (+ odchylenie standardowe) w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006	103

22. Zmiany średnich wartości a) temperatury wody, b) przewodności elektrolitycznej właściwej (+ odchylenie standardowe) w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006	105
23. Zmiany średnich wartości a) potencjału oksydacyjno-redukcyjnego, b) jonów wodorowęglanowych, c) jonów siarczanowych (+ odchylenie standardowe) w niszy źródłiskowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006	106
24. Wpływ ciśnienia wody podziemnej dopływającej do niszy źródła w dolinie Krzemianki na przewodność elektrolityczną wody (a), stężenie chlorków (b) i jonów sodu (c)	107
25. Wpływ ciśnienia wody podziemnej dopływającej do niszy źródła w dolinie Krzemianki na stężenie azotu azotanowego (a), fosforu całkowitego (b) i żelaza (c)	108
26. Zmiany natężenia przepływów rzek w latach 2003-2004 w profilach badawczych; KI – Krzemianka I, KII – Krzemianka II i J – Jarosówka	111
27. Zmiany położenia zwierciadła wód interstycjalnych (a) i podziemnych (b) w latach 2003-2004 w przekroju Krzemianka I	112
28. Zmiany położenia zwierciadła wód interstycjalnych (a) i podziemnych (b) w latach 2003-2004 w przekroju Krzemianka II	113
29. Zmiany położenia zwierciadła wód interstycjalnych (a) i podziemnych (b) w latach 2003-2004 w przekroju Jarosówka	113
30. Średnia temperatura (+ odchylenie standardowe) wody podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej w przekrojach hydrometrycznych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka	132
31. Średni stopień wysycenia wody tlenem (+ odchylenie standardowe) w wodzie podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej w przekrojach hydrometrycznych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka	133
32. Zmiany średniej temperatury (+ odchylenie standardowe) w wodzie rzecznej (głębokość 0 cm) i interstycjalnej w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka	134
33. Zmiany średniej wartości tlenu rozpuszczonego (+ odchylenie standardowe) w wodzie rzecznej (głębokość 0 cm) i interstycjalnej w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka	135
34. Zmiany średniego stężenia form azotu w wodzie wzdłuż biegu rzek w roku hydrologicznym 2003; a) Krzemianka, b) Jarosówka	139
35. Średnie stężenie form azotu (+ odchylenie standardowe) w typach wody w przekrojach hydrometrycznych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka	140
36. Udział procentowy form azotu w typach wody w przekrojach hydrometrycznych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka	140
37. Zależność stężenia azotu amonowego (a) i azotanowego (b) od potencjału oksydacyjno-redukcyjnego w wodzie dolin rzecznych	141
38. Zmiany średniego stężenia form azotu (+ odchylenie standardowe) w wodzie rzecznej (głębokość 0 cm) i interstycjalnej w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka	142
39. Udział procentowy form azotu w wodzie rzecznej (głębokość 0 cm) i interstycjalnej w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka	143
40. Stosunek azotu organicznego do mineralnego w wodach interstycjalnych w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka	145

41. Stosunek azotu amonowego do azotanowego w wodach interstycjalnych w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 146
42. Sezonowa zmienność średniego stężenia azotu amonowego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 148
43. Sezonowa zmienność średniego stężenia azotu azotanowego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 149
44. Sezonowa zmienność średniego stężenia azotu organicznego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 150
45. Zmiany stężenia fosforu mineralnego i całkowitego w wodzie wzdłuż biegu rzek w roku hydrologicznym 2003; a) Krzemianka, b) Jarosówka 152
46. Średnie stężenie form fosforu (+ odchylenie standardowe) w typach wody w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 153
47. Zmiany średniego stężenia form fosforu (+ odchylenie standardowe) w wodzie rzecznej (głębokość 0 cm) i interstycjalnej w latach 2003-2004 w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 155
48. Stosunek fosforu ortofosforanowego do całkowitego w wodach interstycjalnych w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 156
49. Stosunek fosforu ortofosforanowego do organicznego w wodach interstycjalnych w przekrojach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 156
50. Sezonowa zmienność średniego stężenia fosforu ortofosforanowego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 158
51. Sezonowa zmienność średniego stężenia fosforu całkowitego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 159
52. Zmiany stężenia rozpuszczonego węgla organicznego i aromatyczności materii organicznej w 2003 roku wzdłuż biegu rzek: a) Krzemianka, b) Jarosówka 162
53. Zmiany średniego stężenia rozpuszczonego węgla organicznego (a) i aromatyczności materii organicznej (b) (+ odchylenie standardowe) w wodach dolin rzecznych w latach 2003-2004; KI – Krzemianka I, KII – Krzemianka II, J – Jarosówka 164
54. Zmiany średniego stężenia rozpuszczonego węgla organicznego (+ odchylenie standardowe) w wodach rzecznych (głębokość 0 cm) i interstycjalnych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 165
55. Zmiany średnich wartości aromatyczności materii organicznej (+ odchylenie standardowe) w wodach rzecznych (głębokość 0 cm) i interstycjalnych w latach 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 167
56. Sezonowa zmienność średniego stężenia rozpuszczonego węgla organicznego w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 169
57. Sezonowa zmienność średnich wartości aromatyczności materii organicznej w wodach powierzchniowych i interstycjalnych w latach 2003-2004 w profilach hydrometrycznych; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jarosówka 170

Tabele:

1. Średnia miesięczna temperatura powietrza (°C) w Białymstoku w latach 1961-1995 i 2002-2006	24
2. Zakres i wartości średnie stężenia parametrów fizyczno-chemicznych w wodzie wybranych rzek regionu białostockiego	27
3. Zakres tła hydrochemicznego wód podziemnych dorzecza Supraśli w świetle badanych cech fizyczno-chemicznych wody źródeł oraz zakres cech wody źródeł Białostoku	30
4. Zakres tła hydrochemicznego wybranych parametrów chemicznych wody podziemnej w dorzeczu Supraśli	35
5. Cechy fizyczno-chemiczne wody pierwszego poziomu wodonośnego w regionie białostockim	36
6. Wydajność źródeł (wartość średnia, minimalna i maksymalna) w regionie białostockim w latach 1991-1994 oraz 2002-2003 ($\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	56
7. Skład fizyczno-chemiczny wody (wartość średnia \pm odchylenie standardowe) w źródłach regionu białostockiego w latach 2002-2003	57
8. Udział kationów i anionów (%) w składzie chemicznym wody w źródłach regionu białostockiego w latach 2002-2003	59
9. Skład fizyczno-chemiczny wody w zlewni Krzemianki w roku hydrologicznym 2003	61
10. Stężenie mikroelementów ($\mu\text{g} \cdot \text{dm}^{-3}$) w wodzie rzeki Krzemianki w roku 2003	63
11. Skład fizyczno-chemiczny wody w zlewni Jaroszkówki w roku hydrologicznym 2003	65
12. Stężenie mikroelementów ($\mu\text{g} \cdot \text{dm}^{-3}$) w wodzie rzeki Jaroszkówki w roku 2003	66
13. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach źródeł w regionie białostockim ($\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$)	69
14. Porównanie parametrów fizyczno-chemicznych wód podziemnych i powierzchniowych w niszach źródeł regionu białostockiego w latach 2002-2003	70
15. Porównanie parametrów fizyczno-chemicznych wód podziemnych i powierzchniowych (wartość średnia \pm odchylenie standardowe) w niszach źródeł regionu białostockiego w marcu (M) i lipcu (L) 2002-2003	72
16. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródeł regionu białostockiego w latach 2002-2003	74
17. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródeł regionu białostockiego w marcu (M) i lipcu (L) w latach 2002-2003	75
18. Charakterystyka hydrochemiczna reokrenu (wartość średnia \pm odchylenie standardowe) w dolinie Krzemianki w latach 2002-2003	78
19. Charakterystyka hydrochemiczna limnokrenu (wartość średnia \pm odchylenie standardowe) w dolinie Sokoły w latach 2002-2003	79
20. Skład granulometryczny osadów (%) w niszach źródłiskowych	80
21. Właściwości fizyczno-chemiczne osadów w niszach źródłiskowych	80
22. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w źródłach regionu białostockiego w latach 2002-2003	82
23. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródła nr 1 w dolinie Krzemianki	84
24. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w limnokrenie w dolinie Sokoły	86
25. Współczynniki migracji wodnej wybranych pierwiastków w drenowanych poziomach wodonośnych w źródłach w dolinie Krzemianki (nr 1) i w dolinie Sokoły (nr 3)	88

26. Wskaźniki chlorkowe dotyczące efektu mieszania się wód w niszach źródeł nr 1 i 3	88
27. Charakterystyka hydrochemiczna reokrenu w dolinie MigóWKi (źródło nr 2) w latach 2002-2003	90
28. Charakterystyka hydrochemiczna reokrenu w dolinie Horodnianki (źródło nr 5) w latach 2002-2003	91
29. Skład granulometryczny osadów (%) nisz źródełowych	92
30. Właściwości fizyczno-chemiczne osadów w niszach źródeł nr 2 i 5	92
31. Współczynniki migracji wodnej wybranych pierwiastków w drenowanych poziomach wodonośnych w źródle nr 2 w dolinie MigóWKi i w źródle nr 5 w Turczynie	93
32. Wskaźniki chlorkowe dotyczące efektu mieszania się wód w niszach źródeł nizinnych	93
33. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródła nr 2 w dolinie MigóWKi i źródła nr 5 w dolinie Horodnianki	96
34. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródła nr 2 w rezerwacie Budzisk w marcu i lipcu 2003	97
35. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie źródła nr 5 w Turczynie w marcu i lipcu 2003	98
36. Zróżnicowanie parametrów fizyczno-chemicznych wody w niszy źródłowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006	101
37. Rzędne zwierciadła wody (wartość średnia) w niszy źródłowej w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006	104
38. Wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie niszy źródła w dolinie Krzemianki w latach 2004-2006	109
39. Skład granulometryczny osadów (%) strefy hyporeicznej w rzekach regionu białostockiego	116
40. Właściwości fizyczne i skład chemiczny osadów dennych w dolinie Krzemianki i JaroszóWKi	118
41. Skład fizyczno-chemiczny wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie ± odchylenie standardowe) w zlewniach regionu białostockiego w latach 2003-2004	120
42. Stężenie mikroelementów ($\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$) w wodzie podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej rzek regionu białostockiego w 2003 roku	120
43. Skład fizyczno-chemiczny wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie ± odchylenie standardowe) w profilu Krzemianka I w latach 2003-2004	121
44. Skład fizyczno-chemiczny wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie ± odchylenie standardowe) w przekroju Krzemianka II w latach 2003-2004	122
45. Skład fizyczno-chemiczny wód podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie ± odchylenie standardowe) w przekroju JaroszóWKa w latach 2003-2004	123
46. Średnie wartości indeksu nasycenia względem minerałów w wodzie podziemnej, interstycjalnej i powierzchniowej regionu białostockiego w latach 2003-2004	126
47. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie) w dolinach rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)	128

48. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie) w przekroju Krzemianka I w latach 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)	129
49. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie) w przekroju Krzemianka II w latach 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)	130
50. Główne formy występowania składników chemicznych w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych (wartości średnie) w przekroju Jaroszkówka w latach 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)	131
51. Zmiany sezonowe temperatury i tlenu (wartość średnia \pm odchylenie standardowe) w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w zlewniach rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004	135
52. Zależności pomiędzy stężeniem związków azotu w typach wody w dolinach rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004	145
53. Zmiany sezonowe związków azotu ($\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$) (wartości średnie \pm odchylenie standardowe) w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w dolinach rzek nizinnych w latach 2003-2004	147
54. Zależności pomiędzy stężeniem form fosforu w wodach dolin rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004	153
55. Zmiany sezonowe średniego stężenia form fosforu ($\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$) (wartości średnie \pm odchylenie standardowe) w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w dolinach rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004	157
56. Zmiany sezonowe średniego stężenia rozpuszczonego węgla organicznego i aromatyczności materii organicznej (wartości średnie \pm odchylenie standardowe) w wodach podziemnych, interstycjalnych i powierzchniowych w dolinach rzek regionu białostockiego w latach 2003-2004	168

Aneksy:

1. Przekrój geologiczny przez region Białegostoku	193
2. a) Źródło nr 1 w dolinie Krzemianki	194
b) Źródło nr 2 w dolinie Migówki	194
c) Źródło nr 3 w dolinie Sokołdy	195
d) Źródło nr 4 w dolinie Słoi	195
e) Źródło nr 5 w dolinie Horodnianki	196
f) Rzeka Krzemianka w przekroju Krzemianka I	196
g) Rzeka Krzemianka w pobliżu miejscowości Rybniki	197
h) Rzeka Jaroszkówka	197
3. Lokalizacja stanowisk badawczych w zlewni Krzemianki	198
4. Stanowiska badawcze w zlewni Jaroszkówki	199
5. Położenie przekroji hydrometrycznych w dolinie Krzemianki	200
6. Położenie źródła nr 1 w dolinie Krzemianki	201
7. Położenie źródła nr 2 w dolinie Migówki	201
8. Położenie źródła nr 3 w dolinie Sokołdy	202
9. Położenie źródła nr 4 w dolinie Słoi	202
10. Położenie źródła nr 5 w dolinie Horodnianki	203
11. Użytkowanie terenu w zlewni Krzemianki	204
12. Użytkowanie terenu w zlewni Jaroszkówki	205

Figure captions, table captures and appendix captions

Figures:

1. Localization of hyporheic zone in relation to surface waters and groundwaters	10
2. Hydrodynamic zones of groundwater circulation: I – supply zone, II – runoff zone, III – drainage zone; 1 – fluvio-glacial sands, 2 – river sands, 3 – der clays, 4 – spring, 5 – level of groundwaters	11
3. Localization of study area on a background of physico-geographical division of North-Podlasie Lowland	16
4. Localization of study area in upper Narew river catchment	16
5. Mean monthly rainfall sum in long-term period 1961-1995 as well as during 2002-2006	24
6. Levels of groundwaters in Białystok region in 1971-2000: a) well Białystok, b) well Supraśl; and in 1981-2000: c) well Podkamionka, d) well Krasne Małe	34
7. Main reservoirs of groundwaters within Narew river catchment according to Kleczkowski	38
8. Localization of study points	41
9. Scheme of piezometer used for water sampling in spring niches	42
10. Schemes of spring niches with marked water and sediments sampling points; a) spring No 1 in Krzemianka stream valley, b) spring No 2 in Mígówka stream valley, c) spring No 3 in Sokołda stream valley, d) spring No 4 in Słoja stream valley, e) spring No 5 in Horodnianka stream valley	43
11. Distribution of piezometers in spring No 1 in Krzemianka stream valley	44
12. Scheme of set of piezometers for water sampling from hyporheic zone	46
13. Changes of mean water temperature values in springs (a – spring in Krzemianka stream valley, b – spring in Horodnianka stream valley) in January and July 2002-2003	71
14. Changes of spring efficiencies in Krzemianka stream reserve (No 1) and Sokołda stream valley (No 3)	77
15. Changes of spring efficiencies in Budzisk reserve (No 2) and in Turczyn (No 5) in 2002-2003	89
16. Dependence of nitrates concentration on dissolved oxygen in water from spring No 5	94
17. Changes of DOC concentration in spring water in 2002-2003; a) spring No 2 in Budzisk reserve, b) spring No 5 in Turczyn	95
18. Changes of SUVA in spring water in 2002-2003; a) spring No 2 in Budzisk reserve, b) spring No 5 in Turczyn	95
19. Variations of water quality in spring niche within Krzemianka stream valley in 2004-2006	100
20. Scheme of plant distribution within Krzemianka stream valley	102
21. Changes of mean concentrations of: a) N-NO_3^- , b) P-PO_4^{3-} , c) DOC (+ standard deviation) in spring niche within Krzemianka stream valley in 2004-2006	103

22. Changes of mean values of: a) water temperature, b) specific electrolytic conductivity (+ standard deviation) in spring niche within Krzemianka stream valley in 2004-2006	105
23. Changes of mean values of: a) redox potential, b) hydrogen carbonate ions, c) sulfate ions (+ standard deviation) in spring niche within Krzemianka stream valley in 2004-2006	
24. Influence of groundwater pressure flowing into the spring niche in Krzemianka stream valley on water electrolytic conductivity (a), chlorides concentrations (b), and sodium ions concentration (c)	106
25. Influence of groundwater pressure flowing into the spring niche in Krzemianka stream valley on nitrates (a), total phosphorus (b), and iron concentrations (c)	108
26. Changes of river water flow intensity in 2003-2004 at study profiles; KI – Krzemianka I, KII – Krzemianka II, and J – Jaroszkówka	111
27. Changes of interstitial waters (a) and groundwater (b) water levels in 2003-2004 at profile Krzemianka I	112
28. Changes of interstitial waters (a) and groundwater (b) water levels in 2003-2004 at profile Krzemianka II	113
29. Changes of interstitial waters (a) and groundwater (b) water levels in 2003-2004 at profile Jaroszkówka	113
30. Mean temperatures (+ standard deviation) of groundwater, interstitial, and surface waters at hydrometric profiles in 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	132
31. Mean level of water saturation with oxygen saturation (+ standard deviation) in groundwater, interstitial, and surface waters at hydrometric profiles in 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	133
32. Changes of mean temperatures (+ standard deviation) in stream (depth 0 cm) and interstitial water in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	134
33. Changes of mean values of dissolved oxygen concentration (+ standard deviation) in stream (depth 0 cm) and interstitial water in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	135
34. Changes of mean nitrogen forms concentrations along the streams in hydrological year 2003; a) Krzemianka, b) Jaroszkówka	139
35. Mean concentrations of nitrogen forms (+ standard deviation) in water types at hydrometric profiles in 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	140
36. Percentage of nitrogen forms in water types at hydrometric profiles in 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	140
37. Dependence of ammonium (a) and nitrates (b) concentration on redox potential in water of river valleys	141
38. Changes of mean nitrogen forms concentration (+ standard deviation) in stream (depth 0 cm) and interstitial water in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	142
39. Percentage of nitrogen forms concentration in stream (depth 0 cm) and interstitial water in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	143
40. Organic to mineral nitrogen ratio in interstitial waters at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	145

41. Ammonium to nitrates ratio in interstitial waters at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	146
42. Seasonal variability of mean ammonium nitrogen concentrations in surface and interstitial waters in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	148
43. Seasonal variability of mean nitrate nitrogen concentrations in surface and interstitial waters in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	149
44. Seasonal variability of mean organic nitrogen concentrations in surface and interstitial waters in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	150
45. Changes of mineral and total phosphorus concentrations in waters along the streams in hydrological year 2003; a) Krzemianka, b) Jaroszkówka	152
46. Mean concentrations of phosphorus forms (+ standard deviation) in water types at hydrometric profiles in 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	153
47. Changes of mean phosphorus forms concentrations (+ standard deviation) in stream (depth 0 cm) and interstitial water in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	155
48. Orthophosphoric to total phosphorus ratio in interstitial waters at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	156
49. Orthophosphoric to organic phosphorus ratio in interstitial waters at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	156
50. Seasonal variability of mean orthophosphates concentration in surface and interstitial waters in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	158
51. Seasonal variability of mean total phosphorus in surface and interstitial waters in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	159
52. Changes of dissolved organic carbon and organic matter aromaticity in 2003 along streams: a) Krzemianka, b) Jaroszkówka	162
53. Changes of mean dissolved organic carbon (a) and organic matter aromaticity (b) (+ standard deviation) in river valley water in 2003-2004; KI – Krzemianka I, KII – Krzemianka II, J – Jaroszkówka	164
54. Changes of mean dissolved organic carbon (+ standard deviation) in stream (depth 0 cm) and interstitial water in 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	165
55. Changes of mean organic matter aromaticity values (+ standard deviation) in stream (depth 0 cm) and interstitial water in 2003-2004; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	167
56. Seasonal variability of mean dissolved organic carbon in surface and interstitial waters in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	169
57. Seasonal variability of mean organic matter aromaticity values in surface and interstitial waters in 2003-2004 at hydrometric profiles; a) Krzemianka I, b) Krzemianka II, c) Jaroszkówka	170

Tables:

1. Mean monthly air temperature (°C) in Białystok in 1961-1995 and 2002-2006	24
2. Range and mean values of physicochemical parameters of water from selected rivers of Białystok region	27
3. Range of hydro-chemical background of groundwaters within Supraśl river catchment along with studied physicochemical parameters of spring water as well as ranges for springs in Białystok	30
4. Range of hydro-chemical background of selected chemical parameters of groundwater within Supraśl river catchment	35
5. Physicochemical parameters of water from the first water-carrying level within Białystok region	36
6. Spring efficiency (mean, minimum, and maximum values) within Białystok region in 1991-1994 and 2002-2003 ($\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	56
7. Physicochemical composition of water (mean value \pm standard deviation) in springs of Białystok region in 2002-2003	57
8. Share of cations and anions (%) in chemical composition of water from springs within Białystok region in 2002-2003	59
9. Physicochemical composition of water within Krzemianka stream catchment in hydrological year 2003	61
10. Microelements concentrations ($\mu\text{g} \cdot \text{dm}^{-3}$) in water of Krzemianka stream in 2003	63
11. Physicochemical composition of water within Jaroszkówka stream catchment in hydrological year 2003	65
12. Microelements concentrations ($\mu\text{g} \cdot \text{dm}^{-3}$) in water of Jaroszkówka stream in 2003	66
13. Main forms of chemicals occurring in spring waters within Białystok region ($\mu\text{mol} \cdot \text{dm}^{-3}$)	69
14. Comparison of physicochemical parameters of groundwaters and surface waters from spring niches of Białystok region in 2002-2003	70
15. Comparison of physicochemical parameters of groundwaters and surface waters (mean value \pm standard deviation) from spring niches of Białystok region in March (M) and July (L) 2002-2003	72
16. Values of saturation index in relation to minerals present in waters of Białystok region in 2002-2003	74
17. Values of saturation index in relation to minerals present in waters of Białystok region in March (M) and July (L) 2002-2003	75
18. Hydro-chemical characterization of rheocrene (mean value \pm standard deviation) in Krzemianka stream valley in 2002-2003	78
19. Hydro-chemical characterization of lymnocrene (mean value \pm standard deviation) in Sokołda stream valley in 2002-2003	79
20. Granulometric composition of sediments (%) in spring niches	80
21. Physicochemical properties of sediments in spring niches	80
22. Values of saturation index in relation to minerals present in springs of Białystok region in 2002-2003	82
23. Values of saturation index in relation to minerals present in spring No 1 in Krzemianka stream valley	84
24. Values of saturation index in relation to minerals present in lymnocrene in Sokołda stream valley	86

25. Water migration coefficients for selected elements in drained water-carrying levels of springs in Krzemianka (No 1) and Sokołda stream valley (No 3)	88
26. Chloride indices related to water mixing effect in niches of springs No 1 and 3	88
27. Hydro-chemical characterization of rheocrene in Migówka stream valley (spring No 2) in 2002-2003	90
28. Hydro-chemical characterization of rheocrene in Horodnianka stream valley (spring No 5) in 2002-2003	91
29. Granulometric composition of sediments (%) from spring niches	92
30. Physicochemical features of sediments from spring niches No 2 and No 5	92
31. Water migration coefficients for selected elements in drained water-carrying levels in spring No 2 in Migówka stream valley and spring No 5 in Turczyn	93
32. Chloride indices related to water mixing effect in niches of lowland springs	93
33. Values of saturation index in relation to minerals present in spring No 2 in Migówka stream valley and spring No 5 in Horodnianka stream valley	96
34. Values of saturation index in relation to minerals present in spring No 2 in Budzisk reserve in March and July 2003	97
35. Values of saturation index in relation to minerals present in spring No 5 in Turczyn in March and July 2003	98
36. Variations of water physicochemical parameters in spring niche in Krzemianka stream valley in 2004-2006	101
37. Ordinates of water levels (mean values) in spring niche in Krzemianka stream valley in 2004-2006	104
38. Values of saturation index in relation to minerals present in spring niche in Krzemianka stream valley in 2004-2006	109
39. Granulometric composition of sediments (%) from hyporheic zone in rivers of Białystok region	116
40. Physical properties and chemical composition of bottom sediments in Krzemianka and Jaroszkówka streams valleys	118
41. Physicochemical composition of groundwater, interstitial, and surface waters (mean value ± standard deviation) in catchments of Białystok region in 2003-2004	120
42. Microelements concentrations ($\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$) in groundwaters, interstitial, and surface waters in rivers of Białystok region in 2003	120
43. Physicochemical composition of groundwater, interstitial, and surface waters (mean value ± standard deviation) in profile Krzemianka I in 2003-2004	122
44. Physicochemical composition of groundwater, interstitial, and surface waters (mean value ± standard deviation) in profile Krzemianka II in 2003-2004	122
45. Physicochemical composition of groundwater, interstitial, and surface waters (mean value ± standard deviation) in profile Jaroszkówka in 2003-2004	123
46. Mean values of saturation index in relation to minerals in groundwater, interstitial, and surface waters of Białystok region in 2003-2004	126
47. Main forms of chemicals present in groundwater, interstitial, and surface waters (mean values) in river valleys of Białystok region in 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)	128
48. Main forms of chemicals present in groundwater, interstitial, and surface waters (mean values) in profile Krzemianka I in 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)	129
49. Main forms of chemicals present in groundwater, interstitial, and surface waters (mean values) in profile Krzemianka II in 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)	130

50. Main forms of chemicals present in groundwater, interstitial, and surface waters (mean values) in profile Jaroszkówka in 2003-2004 ($\mu\text{mol}\cdot\text{dm}^{-3}$)	131
51. Seasonal changes of temperature and oxygen concentration (mean value \pm standard deviation) in groundwater, interstitial, and surface waters in river valleys of Białystok region in 2003-2004	135
52. Dependencies between nitrogen forms concentrations in water types of river valleys of Białystok region in 2003-2004	145
53. Seasonal changes of nitrogen compounds ($\mu\text{gN}\cdot\text{dm}^{-3}$) (mean value \pm standard deviation) in groundwater, interstitial, and surface waters of lowland streams valleys in 2003-2004	147
54. Dependencies between phosphorus forms concentrations in waters of river valleys of Białystok region in 2003-2004	153
55. Seasonal changes of mean phosphorus concentration ($\mu\text{gP}\cdot\text{dm}^{-3}$) (mean value \pm standard deviation) in groundwater, interstitial, and surface waters in river valleys of Białystok region in 2003-2004	157
56. Seasonal changes of mean dissolved organic carbon and organic matter aromaticity (mean value \pm standard deviation) in groundwater, interstitial, and surface waters in river valleys of Białystok region in 2003-2004	168
 Appendices:	
1. Geological profile of Białystok region	193
2. a) Spring No 1 in Krzemianka stream valley	194
b) Spring No 2 in Migówka stream valley	194
c) Spring No 3 in Sokołda	195
d) Spring No 4 in Słoja stream valley	195
e) Spring No 5 in Horodnianka stream valley	196
f) Krzemianka stream at profile Krzemianka I	196
g) Krzemianka stream near Rybniki	197
h) Jaroszkówka stream	197
3. Localization of the study points within Krzemianka stream catchment	198
4. Localization of the study points within Jaroszkówka stream catchment	198
5. Hydrometric profiles localization within Krzemianka stream valley	199
6. Localization of spring No 1 within Krzemianka stream valley	200
7. Localization of spring No 2 within Migówka stream valley	201
8. Localization of spring No 3 within Sokołda stream valley	202
9. Localization of spring No 4 within Słoja stream valley	202
10. Localization of spring No 5 within Horodnianka stream valley	203
11. Land management within Krzemianka stream valley	204
12. Land management within Jaroszkówka stream valley	205

Transformations in physicochemical composition of groundwaters within lowland drainage zones

(Summary)

Constancy in river systems and lakes functioning is associated with groundwaters supply. Groundwaters – depending on the occurrence and connections with hydrographical network – form local or regional circulation systems. The important problem consists of an identification of shallow groundwaters circulation systems that take part in river systems supply and maintain their functionality, namely during the drought, and affect the rate and size of deep water resources renewal. Local systems of groundwaters circulation are formed within borders of low-order catchment, where the interaction between surface and ground phase of water circulation is prominent. A natural drainage of groundwaters through springs and non-concentrated discharges is one of the symptoms of hydro-geological environment functioning. In literature, a zone that connects groundwater with surface waters is named “hyporheic”. This ecotone is diverse through time and space. Its variability results from geological and hydro-meteorological conditions, which regulate the organism life development and the rate of bio-geochemical transformations present within hyporheic zone waters (interstitial water). They have also an impact on temporal possibility to store chemicals. Taking the shape of hyporheic zone affects the physicochemical composition of water in adjacent environments and may determine the functioning of surface and groundwater ecosystems, namely during extreme hydrological situations (high and low waters). The role of hyporheic zone in water quality transformation depends on the level of natural environment conversion.

Studies upon transformations of groundwater physicochemical features in Białystok region were carried out in springs and small lowland streams. Significant statistical differences in physicochemical parameters between groundwaters and surface waters were recorded. Considering water-soluble compounds forms, ionic forms dominated in Białystok region waters. Alkaline

elements (calcium and magnesium) were present at low levels also as neutral hydrated sulfates, carbonates, and hydrogen phosphates. In practice, sodium and potassium occurred in 100% as cations. Hydrogen carbonates and carbon dioxide were principal forms of carbonates occurrence. Chloride ions were present exclusively as anions, while sulfates as anions and neutral hardly soluble calcium and magnesium sulfates. Phosphorus compounds were found as two ionic forms: hydrogen and dihydrogen phosphates, although the former prevailed. Basic form of silica presence in waters was hydrated orthosilicic acid molecule. Alkaline environment contributed to a partial dissociation of orthosilicic acid, which produced slight amounts of trihydrogen silicate ions in a solution. The nitrogen compounds present in waters included two forms: nitrates and ammonium ions. A water-soluble iron consisted mainly of bivalent cations: iron (II) hydrogen carbonate and iron (II) carbonate.

Higher values of analyzed features were recorded in natural discharges of groundwaters that supplied springs, rather than in surface waters. Statistically significant differences referred to water temperature, dissolved oxygen, redox potential, Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , and Cl^- , total nitrogen and phosphorus forms. Diverse dissolved organic carbon (DOC) levels along with its higher aromaticity were found in surface waters of spring niches. Following items are the most important factors determining different properties of surface and groundwaters in spring niches: air temperature that affected the rate of chemical reactions, possibility to contact with atmospheric oxygen and aeration of surface waters, sorption conditions present within saturation zone and discharge niches (often at the outskirts built of organic forms that intensify sorption of water-soluble ions), change of water flow character, as well as fauna and flora developing in aqueous environment and its neighborhood. The spring efficiency and spring niche shaping are also important factors. The way of the groundwater discharge onto a ground surface played a considerable role in surface water warming-up at the initial sections of streams – the difference of groundwater and surface water temperature reached almost 1°C in lymnocene. Lower level of oxygen saturation was a consequence. In lymnocene, waters were intensively enriched in organic nitrogen compounds. Forming a hydrated niche significantly contributed to reduction of aromatic organic carbon compounds. Rheocene waters were abundant in iron, while lymnocene – in mineral phosphorus. Statistically significant difference of water specific conductivity between groundwater and surface water was recorded in rheocene.

Negligible transformations of water quality refer to moderate-trophy environments. The water composition changes can be greater along with the tro-

phy increase. The quality transformations of water supplying the spring niche situated within suburban zone were wider than in the discharge localized in forest. A considerable decrease in water electrolytic conductivity was recorded in the suburban spring niche, a consequence of which was the reduction of some water-soluble ions concentration. Concentration of water-soluble organic carbon compounds underwent much greater variability within suburban than Knyszyńska Forests zone. Examined elements were very mobile in groundwaters in suburban rheocene. Levels of chlorides increased within spring niche of suburban zone indicating a direct supply of contaminated waters to the outlet niche.

No influence of physicochemical features of sediments padding the spring niches bottoms on water quality was observed. Organisms living in a spring niche (epilithon, macrophytes) determine the concentrations of many macronutrients, including biogenic elements. Time, when water remains in a spring niche, is a very important factor that determines its chemical composition – the shorter time, the weaker transformation of water chemical composition. Preliminary analyses of water quality within the niche of lowland spring suggest that water for hydro-chemical determination should be collected from places with no plants growing, and where a current of flowing water is very prominently shaped.

According to recommendations of the Frame Water Directive by EU, monitoring the natural discharges of groundwaters – efficiency and chemical composition – is an important, and sometimes a principal way for credible evaluating the groundwater reservoirs resources and their chemical status. A progressive qualitative and quantitative degradation of groundwaters makes chronological studies get significant practical importance.

Valleys of Krzemianka and Jaroszkówka streams were characterized by similar bottom sediments. Considering their granulometric composition, these sediments were composed of loose sands. Much larger share of the frame parts within bottom sediments were found in Krzemianka I profile, while organic sediments were present in Krzemianka II valley profile. A slight spatial variability of iron and phosphorus compounds was recorded in chemical composition of the sediments; carbonates, organic carbon, calcium, magnesium, sodium, and potassium contents underwent greater variability. Physicochemical properties of bottom sediments affect their sorption features. Despite the similar geological structure of studied river valleys, the physicochemical composition of groundwater, interstitial, and surface waters within these areas was different. Differentiation of physicochemical properties in water types depended on a catchment management character. The greatest possibility of

water physicochemical features transformations was found in semi-natural and suburban environments. Interstitial waters supplying the drainage riverbeds may have impact on surface waters by worsening their quality. Following items were the chemical parameters of interstitial waters that affected the surface waters quality: dissolved oxygen, redox potential, water color, as well as nitrogen and total phosphorus compounds.

Changes in the temperature of interstitial waters within hyporheic zone of drainage-type rivers corresponded to the groundwater and surface waters temperature oscillations. In summer, interstitial waters were cooler than surface ones, while in winter – slightly warmer. A vertical variability of water temperature within hyporheic zone was not univocal and diverse in streams with different catchment management. Recorded oxygen concentrations in interstitial waters were similar to those observed in groundwaters. A vertical dynamics of oxygen concentrations was considerable and associated with biogeochemical processes occurring in bottom sediments.

Concentrations of mineral nitrogen forms concentrations differed significantly within Krzemianka stream catchment at both hydrometric profiles, while differences for all nitrogen forms were recorded in Jaroszkówka catchment. Organic nitrogen dominated in almost all water types of studied hydrometric profiles. Organic nitrogen also prevailed in the interstitial water from forest and agricultural catchments, whereas mineral nitrogen – in water from urban catchment. Dependence between ammonium and nitrates was similar in all profiles, although the most intensive transformations of mineral nitrogen forms were recorded in forest catchment. The dependence between organic and mineral nitrogen in forest catchment differed from that in catchments with anthropogenic influences. Seasonal dynamics of nitrogen forms concentrations in the interstitial water varied in studied hydrometric profiles; the most serious threat of enriching the stream water with organic nitrogen was recorded in forest catchment in summer.

Only 15% of the total phosphorus was composed of $P-PO_4^{3-}$ form in urban catchment, while higher concentrations of examined phosphorus compounds were determined in the interstitial water. Dependence between orthophosphates and total phosphorus quantities at all profiles was similar, although the most intensive changes were observed within the forest catchment. Vertical oscillations of mineral and organic phosphorus in the interstitial waters at all profiles were also similar, but $P-PO_4^{3-}$ to organic phosphorus ratio was lower in the forest than in agricultural and urban catchments. Seasonal dynamics of phosphorus compounds concentrations in the interstitial water varied within studied hydrometric profiles, and the largest threat in a form of con-

minating the stream water with orthophosphates was observed in spring and winter within forest and urban catchments, while in summer and winter within agricultural catchment. The organic phosphorus can be supplied into the river waters particularly in winter within Krzemianka, while in summer within Jaroszkówka stream catchment. The hyporheic zone of small streams is an unstable environment, where the quality and quantity of DOC varies in a mosaic pattern. The DOC retention is associated with organic carbon content within hyporheic zone sediments. Studied interstitial waters contained increasing levels of DOC concentrations if organic carbon contents in bottom sediments exceeded 2%. Within forest and urban catchments, the interstitial waters could be a source of DOC for stream water during all seasons. Achieved dependence confirmed the influence of the environment quality on the role of hyporheic zone in the functioning of rivers. The supply of interstitial waters into rivers may decrease the aromaticity of the organic matter in surface waters, mainly on intensively transformed areas.

The groundwaters supplying the spring niches and river valleys in Podlasie region manifested the ability to dissolve minerals and rocks within saturation zone and zone of river-bed padding. Prevailing number of calculated saturation indices is negative. Only iron oxides and hydroxides could be precipitated from water, although their saturation indices were different in spring and stream valley waters. A greater possibility of iron-containing minerals precipitation in surface water was recorded in forest and urban catchments. Similar tendency was observed for magnesium silicates. Analyzed waters were neutral referring to quartz.

Comparison of hydro-chemical analyses and calculated index of water saturation with minerals suggests a higher probability of physicochemical composition transformation for groundwaters within drainage zone of natural environment and with considerable effects of man activity, than on areas with moderate anthropogenic influences on lithosphere, pedosphere, and hydrosphere, where transformations of groundwaters were weaker.

The following conclusions can be drawn, when considering the transformations of groundwaters quality within lowland drainage zones:

1. Physicochemical features of groundwaters change during supplying the surface waters. Statistically significant differences referred to almost all water properties in the valleys of small rivers. In springs, statistically significant differences between groundwaters and surface waters were found for smaller number of physicochemical parameters (water temperature, specific conductivity, acidity, dissolved oxygen concentration, Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , and NH_4^+).

2. Biogenic elements underwent considerable changes in lowland drainage zones. Lower concentrations of nitrogen, phosphorus, and carbon compounds were recorded in surface water of lowland springs and river-beds. Concentrations of mineral nitrogen forms decreased during the water flow through the niche of the lowland spring, which resulted from nutrients assimilation by microorganisms, algae, and vascular plant species. Some elements can be precipitated from water due to redox potential, sorption, or water circulation rate change.
3. Studies upon lowland springs revealed a significant influence of the discharge type and surface catchment management on the size of physico-chemical features transformations of groundwater supplying the spring niches. A great role in the transformation size was confirmed for the water circulation rate within a niche. In lymnocene, longer water retention time affected the decrease of mineral nitrogen forms concentration as well as aromaticity of organic matter. The largest transformations of aerobic conditions, redox, dissolved organic carbon, and nitrogen compounds were recorded under conditions of intensified anthropopression. The anthropopression influence on the groundwaters transformation size within lowland drainage zones was observed both in spring niches and streams.
4. Bio-geochemical processes occurring in hyporheic zone of small lowland rivers lead to the enrichment of interstitial water in biogenic elements. Washing out of the hyporheic zone due to intensive supply may lead to enrichment of river waters in nutrients, which may decrease the quality of surface water and even lead to ecological imbalance in aqueous ecosystems.
5. Studies upon small lowland rivers indicate that hyporheic zone roles in organic matter transformation may vary even within a single stream. Presented results univocally point out that the hyporheic zone is an unstable environment in small streams, where quality and quantity of organic matter changes in a mosaic pattern.