

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 176

PIOTR GIERSZEWSKI

CHARAKTERYSTYKA  
ŚRODOWISKA  
HYDROCHEMICZNEGO  
WÓD POWIERZCHNIOWYCH  
ZACHODNIEJ CZĘŚCI  
KOTLINY PŁOCKIEJ

WYDAWNICTWO  
*Continuo*

151. Rykiel Z. (red.), *Struktury i procesy społeczno-demograficzne w regionie katowickim*, 1988, s. 148, 31 il.
152. Korcelli P., Gawryszewski A. (red.), *Współczesne przemiany regionalnych systemów osadniczych w Polsce*, 1989, s. 176, 35 il.
153. Bogacki M. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, 1990, s. 145, 10 il.
154. Dziewoński K., *Koncepcje i metody badawcze z dziedziny osadnictwa*, 1990, s. 288.
155. Kotarba A. (red.), *System denudacyjny Polski*, 1991, s. 223, 83 il.
156. Kostrowicki A. S., *System „człowiek–środowisko” w świetle teorii ocen*, 1992, s. 115, 7 il.
157. Babiński Z., *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, 1992, s. 171, 62 il., 20 fot.
158. Matuszkiewicz J. M., *Krajobrazy roślinne i regiony geobotaniczne Polski*, 1992, s. 107, 24 il., 2 mapy.
159. Błażejczyk K., *Wymiana ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem w różnych warunkach środowiska geograficznego*, 1993, s. 123, 46 il.
160. Krawczyk B., *Typologia i ocena bioklimatu Polski na podstawie bilansu cieplnego ciała człowieka*, 1993, s. 96, 14 il.
161. Banach M., *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, 1994, s. 176, 54 il., 35 fot.
162. Zgliński M., *Kształtowanie się strefy żywicielskiej aglomeracji warszawskiej*, 1994, s. 164, 50 il.
163. Szulc H., *Morfogeneza osiedli wiejskich w Polsce*, 1995, s. 112, 40 il., 1 mapa.
164. Głazik R., *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*, 1995, s. 190, 56 il.
165. Dąbrowska-Zielińska K., *Szacowanie ewapotranspiracji, wilgotności gleb i masy zielonej łąk na podstawie zdjęć satelitarnych NOAA*, 1995, s. 82, 26 il.
166. Plit J., *Antropogeniczne i naturalne przeobrażenia krajobrazów roślinnych Mazowsza (od schyłku XVIII w. do 1990 r.)*, 1996, s. 135, 45 il.
167. Grzeszczak J., *Tendencje kontrurbanizacyjne w krajach Europy Zachodniej*, 1996, s. 82, 5 il.
168. Bański J., *Przemiany rolniczego użytkowania ziemi w Polsce w latach 1975–1988*, 1997, s. 105, 45 il.
169. Gałązka A., *Sytuacja mieszkaniowa ludności aglomeracji warszawskiej w latach 1970–1988. Zróżnicowania przestrzenne i tendencje zmian*, 1998, s. 154, 26 il.
170. Rykiel Z., *Przemiany struktury społeczno-przestrzennej miasta polskiego a świadomość terytorialna jego mieszkańców*, 1999, s. 148, 15 il.
171. Taylor Z., *Przestrzenna dostępność miejsc zatrudnienia, kształcenia i usług a codzienna ruchliwość ludności wiejskiej*, 1999, s. 239, 71 il.
172. Bański J., *Obszary problemowe w rolnictwie Polski*, 1999, s. 128, 36 il.
173. Grzeszczak J., *Bieguny wzrostu a formy przestrzeni spolaryzowanej*, 1999, s. 91, 3 il.
174. Kotarba A., Kozłowska A., *Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, 1999, s. 132, 32 il., 3 fot., 4 mapy.
175. Taylor Z., *Przekształcenia sieci handlu detalicznego i gastronomii w okresie transformacji społeczno-gospodarczej Polski*, 2000, s. 61, 16 il., 8 fot.

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

\*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 176

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 176

PIOTR GIERSZEWSKI

CHARACTERISTICS  
OF HYDRO-CHEMICAL ENVIRONMENT  
OF SURFACE WATERS  
IN THE WESTERN PART  
OF THE PŁOCK BASIN

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 176

PIOTR GIERSZEWSKI

CHARAKTERYSTYKA  
ŚRODOWISKA  
HYDROCHEMICZNEGO  
WÓD POWIERZCHNIOWYCH  
ZACHODNIEJ CZĘŚCI  
KOTLINY PŁOCKIEJ

WYDAWNICTWO  
*Continuo*

WROCLAW 2000

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: ROMAN SZCZĘSNY  
ZASTĘPCA REDAKTORA: JERZY GRZESZCZAK  
CZŁONKOWIE: ZYGMUNT BABIŃSKI, TERESA CZYŻ,  
ADAM KOTARBA, JAN ŁOBODA, JÓZEF SKOCZEK, WŁADYSŁAWA STOLA  
SEKRETARZ: EWA JANKOWSKA

Recenzenci:  
ZYGMUNT BABIŃSKI  
WOJCIECH FROELICH

Redaktor Wydawnictwa: Jan Kuźma  
Redaktor techniczny: Maciej Szłapka

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2000

PL ISSN 0373-6547  
ISBN 83-86682-49-3

WYDAWNICTWO  
*Continuo*

Siedziba: ul. Czackiego 46/1, 51-607 Wrocław  
Biuro: ul. Lelewela 4, 53-505 Wrocław, pok. 325  
tel./fax 071/34-390-18 w. 223

Łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF we Wrocławiu  
Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej PAN im. S. Kulczyńskiego Sp. z o.o.

<http://rcin.org.pl>

## SPIS TREŚCI

1. Wstęp . . . . .	7
1.1. Wprowadzenie . . . . .	7
1.2. Cel, zakres i metody pracy . . . . .	10
1.3. Stan badań hydrologicznych i hydrochemicznych . . . . .	14
2. Charakterystyka środowiska geograficznego pod kątem warunków obiegu wody i cech hydrochemicznych . . . . .	18
2.1. Budowa geologiczna i rzeźba . . . . .	18
2.2. Warunki klimatyczne . . . . .	22
2.3. Charakterystyka sieci hydrograficznej . . . . .	24
2.4. Struktura użytkowania ziemi . . . . .	32
3. Hydroklimatyczna charakterystyka okresu badań . . . . .	36
3.1. Przebieg warunków pogodowych . . . . .	36
3.2. Przebieg zjawisk hydrologicznych . . . . .	40
4. Struktura składu chemicznego wód powierzchniowych . . . . .	52
5. Uwarunkowania przestrzennej i czasowej zmienności składu chemicznego wód powierzchniowych . . . . .	67
5.1. Zróżnicowanie przestrzenne koncentracji materiału rozpuszczonego . . . . .	67
5.2. Dynamika procesów hydrochemicznych . . . . .	74
5.2.1. Związek koncentracji materiału rozpuszczonego z przebiegiem opadów atmosferycznych . . . . .	74
5.2.2. Związek koncentracji materiału rozpuszczonego z natężeniem przepływu wody . . . . .	76
5.2.3. Sezonowa i roczna zmienność koncentracji materiału rozpuszczonego . . . . .	86
6. Rola jezior w transformacji właściwości fizykochemicznych wody . . . . .	93
7. Transformacja i translokacja materiału rozpuszczonego w przekroju poprzecznym pradoliny . . . . .	106
8. Odływ jonowy i uwagi na temat tempa denudacji chemicznej . . . . .	112
9. Podsumowanie . . . . .	119
Literatura . . . . .	122
Characteristics of hydro-chemical environment of surface waters in the western part of the Płock Basin (Summary) . . . . .	131

THIS TRACT

CONTENTS

1.1. Wstęp

1.2. Zakres i cel pracy

1.3. Stan badań i literatura przedmiotowa

1.4. Charakterystyka i zakres pracy

1.5. Wzrost i rozwój

1.6. Ciężar ciała i masa ciała

1.7. Ciężar ciała i masa ciała

1.8. Ciężar ciała i masa ciała

1.9. Ciężar ciała i masa ciała

1.10. Ciężar ciała i masa ciała

1.11. Ciężar ciała i masa ciała

1.12. Ciężar ciała i masa ciała

1.13. Ciężar ciała i masa ciała

1.14. Ciężar ciała i masa ciała

1.15. Ciężar ciała i masa ciała

1.16. Ciężar ciała i masa ciała

1.17. Ciężar ciała i masa ciała

1.18. Ciężar ciała i masa ciała

1.19. Ciężar ciała i masa ciała

1.20. Ciężar ciała i masa ciała

1.21. Ciężar ciała i masa ciała

1.22. Ciężar ciała i masa ciała

1.23. Ciężar ciała i masa ciała

1.24. Ciężar ciała i masa ciała

1.25. Ciężar ciała i masa ciała

1.26. Ciężar ciała i masa ciała

1.27. Ciężar ciała i masa ciała

1.28. Ciężar ciała i masa ciała

1.29. Ciężar ciała i masa ciała

1.30. Ciężar ciała i masa ciała

1.31. Ciężar ciała i masa ciała

1.32. Ciężar ciała i masa ciała

1.33. Ciężar ciała i masa ciała

1.34. Ciężar ciała i masa ciała

1.35. Ciężar ciała i masa ciała

1.36. Ciężar ciała i masa ciała

1.37. Ciężar ciała i masa ciała

1.38. Ciężar ciała i masa ciała

1.39. Ciężar ciała i masa ciała

1.40. Ciężar ciała i masa ciała

1.41. Ciężar ciała i masa ciała

1.42. Ciężar ciała i masa ciała

1.43. Ciężar ciała i masa ciała

1.44. Ciężar ciała i masa ciała

1.45. Ciężar ciała i masa ciała

1.46. Ciężar ciała i masa ciała

1.47. Ciężar ciała i masa ciała

1.48. Ciężar ciała i masa ciała

1.49. Ciężar ciała i masa ciała

1.50. Ciężar ciała i masa ciała

1.51. Ciężar ciała i masa ciała

1.52. Ciężar ciała i masa ciała

1.53. Ciężar ciała i masa ciała

1.54. Ciężar ciała i masa ciała

1.55. Ciężar ciała i masa ciała

1.56. Ciężar ciała i masa ciała

1.57. Ciężar ciała i masa ciała

1.58. Ciężar ciała i masa ciała

1.59. Ciężar ciała i masa ciała

1.60. Ciężar ciała i masa ciała

1.61. Ciężar ciała i masa ciała

1.62. Ciężar ciała i masa ciała

1.63. Ciężar ciała i masa ciała

1.64. Ciężar ciała i masa ciała

1.65. Ciężar ciała i masa ciała

1.66. Ciężar ciała i masa ciała

1.67. Ciężar ciała i masa ciała

1.68. Ciężar ciała i masa ciała

1.69. Ciężar ciała i masa ciała

1.70. Ciężar ciała i masa ciała

1.71. Ciężar ciała i masa ciała

1.72. Ciężar ciała i masa ciała

1.73. Ciężar ciała i masa ciała

1.74. Ciężar ciała i masa ciała

1.75. Ciężar ciała i masa ciała

1.76. Ciężar ciała i masa ciała

1.77. Ciężar ciała i masa ciała

1.78. Ciężar ciała i masa ciała

1.79. Ciężar ciała i masa ciała

1.80. Ciężar ciała i masa ciała

1.81. Ciężar ciała i masa ciała

1.82. Ciężar ciała i masa ciała

1.83. Ciężar ciała i masa ciała

1.84. Ciężar ciała i masa ciała

1.85. Ciężar ciała i masa ciała

1.86. Ciężar ciała i masa ciała

1.87. Ciężar ciała i masa ciała

1.88. Ciężar ciała i masa ciała

1.89. Ciężar ciała i masa ciała

1.90. Ciężar ciała i masa ciała

1.91. Ciężar ciała i masa ciała

1.92. Ciężar ciała i masa ciała

1.93. Ciężar ciała i masa ciała

1.94. Ciężar ciała i masa ciała

1.95. Ciężar ciała i masa ciała

1.96. Ciężar ciała i masa ciała

1.97. Ciężar ciała i masa ciała

1.98. Ciężar ciała i masa ciała

1.99. Ciężar ciała i masa ciała

1.100. Ciężar ciała i masa ciała



# 1. WSTĘP

## 1.1. WPROWADZENIE

Zagadnienie przebiegu procesów denudacji chemicznej w obszarach zbudowanych ze skał niekrasowych jeszcze na początku lat siedemdziesiątych, jak pisze M. Pulina (1974), było w Polsce słabo rozpoznane. Dopiero później powstało szereg prac opisujących przebieg tego procesu w górsko-wyżynnej części Polski (m. in. Froehlich 1975, 1982; Górniak 1982; Welc 1985; Maruszczak 1990; Ciupa 1991; Biernat, Ciupa 1992; Rzepa 1992; Krzemień, Sobiecki 1998; Świeca 1998). Z wyjątkiem nielicznych prac (Wilamski 1978; Wilamski, Śliwa 1978; Gołębiewski 1981) skala i znaczenie denudacji chemicznej jako procesu geomorficznego na obszarze niżowym pozostawały nadal słabo rozpoznane. Przełomem są tu dopiero badania realizowane przez Instytut Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Adama Mickiewicza w Poznaniu w zlewni górnej Parsęty na Pomorzu. Punktem wyjścia dla tych badań było opracowanie koncepcji metodycznej i zaadaptowanie metody hydrometrycznej do badań denudacji chemicznej na obszarze nizinnym (Kostrzewski, Zwoliński 1984, 1985) oraz metodologicznej (Kostrzewski 1986, 1993), opierającej się na koncepcji funkcjonowania systemu denudacyjnego Chorleya i teorii Bertalanffy'ego. W rezultacie powstało szereg opracowań dotyczących obiegu energii i materii, a także charakteryzujących procesy denudacji chemicznej w zlewni górnej Parsęty (m. in. Kostrzewski, Stach 1992; Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński, 1993, 1994; Kostrzewski, Zwoliński 1990, 1992). Wzrosło również zainteresowanie tą problematyką na innych obszarach niżu polskiego (Niewiarowski i in. 1992; Olejniczak 1993; Solarska, Solarski 1993; Harasimiuk 1997). Niewielka liczba opracowań poruszających powyższą problematykę w odniesieniu do geosystemów nizinnych objętych ostatnim zlodowaceniem zdecydowała o podjęciu przez autora badań w Kotlinie Płockiej. Ich celem jest uzupełnienie wiedzy na temat funkcjonowania współczesnego systemu denudacyjnego obszarów młodoglacjalnych.

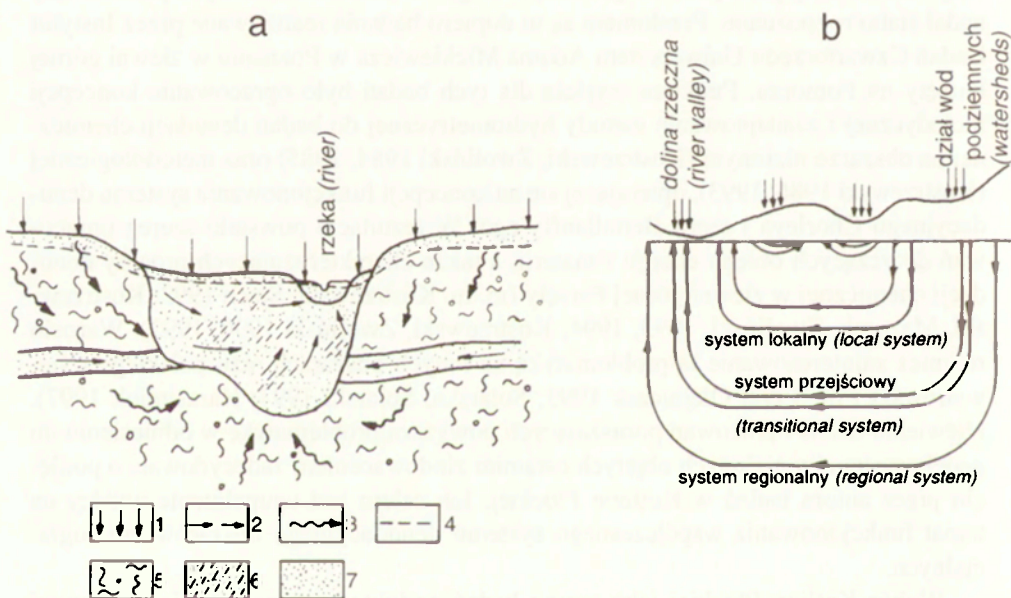
Wybór Kotliny Płockiej jako terenu badań podyktowany został między innymi znaczeniem wodno-gospodarczym den dolin dużych rzek aluwialnych, które są obszarami intensywnej eksploatacji zasobów wód podziemnych. Charakter środowiska przyrodniczego oraz buforowe funkcje doliny w procesie przemieszczania materii są przyczyną szczególnej podatności tych wód na zanieczyszczenie.

Kotlina Płocka, jako fragment pradoliny Wisły, stanowi miejsce, w którym koncentrują się efekty zjawisk przyrodniczych i gospodarczych zachodzących również na przyległych obszarach. Na duże znaczenie den dolinnych jako geosystemów wra-

żliwych na zmiany zachodzące w środowisku naturalnym zwrócił uwagę L. Starkel (1988), A. Macioszczyk (1988), a ostatnio Z. Mikulski i E. Bajkiewicz-Grabowska (1996). Dna dolin rzecznych pełnią funkcję regionalnych baz drenażu wód podziemnych oraz baz erozyjnych i denudacyjnych.

W tym miejscu należy wskazać na specyficzne dla dolin rzecznych warunki obiegu wody i materii rozpuszczonej. Na tej podstawie przedstawiony zostanie bowiem przebieg procesów denudacji chemicznej w badanym fragmencie doliny Dolnej Wisły.

Wody podziemne Kotliny Płockiej związane są z mięszszym kompleksem dobrze przepuszczalnych osadów aluwialnych. Na ich wielokierunkowe zasilanie składa się: infiltracja opadów atmosferycznych, infiltracja wód powierzchniowych z koryta rzeki głównej doliny, dopływy lateralne z wysoczyzn (powierzchniowe i podziemne) i dopływy ascenzyjne (ryc. 1a). W profilu poprzecznym doliny wyróżnić można dwa typy wód aluwialnych. Pierwszy to wody denne towarzyszące współczesnym aluwiom łożyska rzeki. Znajdują się one w zasięgu bezpośredniego oddziaływania hydrologicznego i hydrochemicznego wód korytowych (okresowe wylewy, infiltracja, osady facji powodziowej). W wyniku spiętrzenia Wisły zaporą we Włocławku i zalania najniższych poziomów terasowych wody omawianego typu włączone zostały w obszar zbiornika włocławskiego. Drugim typem wód aluwialnych są wody terasowe



Ryc. 1. Warunki obiegu wody w dolinach rzecznych: a – wg A. Macioszczyk (1988), b – wg Wallicka i Thota (1963) *vide* R. Poźniak (1988)

- 1 – infiltracja opadów atmosferycznych, 2 – kierunki przepływu wód podziemnych, 3 – kierunki przesączania się wód podziemnych, 4 – zwierciadło wód podziemnych, 5 – gliny, 6 – piaski ilaste, 7 – piaski

Water circulation conditions in river valleys: a – according to A. Macioszczyk (1988), b – according to Wallick and Thot (1963) *see* R. Poźniak (1988)

- 1 – rainfall infiltration, 2 – directions of groundwater flow, 3 – directions of groundwater infiltration, 4 – groundwater level, 5 – clay, 6 – clay sands, 7 – sands

związane z wyższymi poziomami dolinnymi (Pazdro, Kozerski 1990). Tutaj dominującym kierunkiem zasilania są dopływy lateralne z wysoczyzn. W najgłębiej leżących aluwialnych częściach dolin może występować drenaż wód podziemnych pochodzących z dalekiego krążenia oraz ascenzja wód trzeciorzędowych i kredowych (Macioszczyk 1988). Zasilanie płytszych aluwialnych jest natomiast związane z lokalnym i przejściowym systemem krążenia wód podziemnych (ryc. 1b).

Efektom takiego zasilania i obiegu wody w dolinie, przy występowaniu nieciągłej pokrywy osadów nieprzepuszczalnych lub ich braku, jest występowanie jednego poziomu wodonośnego o statycznym zwierciadle wody. Charakter warunków krążenia wody wpływa na to, że o obiegu materii w dolinie decyduje pozioma wymiana wody. Szybki przepływ wody podziemnej uwarunkowany bliskością recipienta, jakim jest koryto rzeki głównej, wpływa na ograniczenie tempa rozpuszczania skał oraz procesów wymiany jonowej. Wielokierunkowe zasilanie doliny wodami o różnym składzie chemicznym prowadzi do ich mieszania i rozcieńczania (Macioszczyk 1987; Appelo, Postma 1996). Dobrze przepuszczalny materiał skalny powoduje, że proces ten przebiega tutaj szczególnie intensywnie i szybko.

Dla dużych dolin aluwialnych istotne są ich własności retencyjne, tak w odniesieniu do wód podziemnych, jak i powierzchniowych. Szczególnie korzystne warunki pod tym względem mają rozszerzenia występujące wzdłuż biegu Dolnej Wisły nazywane kotlinami lub basenami (poniżej Fordonu). Duże powierzchnie kotlin przy stosunkowo słabym zagospodarowaniu terenu i dużej jego lesistości, w porównaniu z pozostałymi odcinkami doliny Dolnej Wisły, spowodowały, że są one obszarami, w których zlokalizowano lub zaplanowano budowę ujęć wód podziemnych. W przypadku Kotliny Płockiej są to studnie głębinowe ujęć wody „Krzywe Błoto” dla Włocławka. Warunkiem koniecznym dla zachowania odpowiedniej jakości tych wód jest szczególnie ich ochrona przed wszelkiego rodzaju zanieczyszczeniami. Dlatego konieczne jest określenie cech hydrochemicznych wód krążących w dnie doliny. Rozpoznanie procesów ługowania i transportu materiału rozpuszczonego pozwoli na wskazanie potencjalnych źródeł i kierunków migracji zanieczyszczeń w dnie doliny.

\* \* \*

W tym miejscu pragnę serdecznie podziękować prof. dr. hab. Janowi Szupryczyńskiemu za opiekę naukową, życzliwą pomoc i zachętę do podjęcia badań. Szczególnie dziękuję dr. hab. Zygmunta Babińskiemu i dr. hab. Ryszardowi Glazikowi za cenne wskazówki i uwagi dotyczące opracowania zebranego materiału i merytoryczne dyskusje. Pozostałym Kolegom z Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN w Toruniu dziękuję za pomoc w czasie prac terenowych i redakcyjnych.

Ważną częścią pracy są analizy chemiczne wody, których wykonanie nie byłoby możliwe w takim zakresie, gdyby nie przychyłność oraz pomoc organizacyjna i finansowa kierownictwa: Wydziału Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej we Włocławku, Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska oraz pracowników laboratorium hydrochemicznego WIOŚ bezpośrednio zaangażowanych w wykonywanie analiz.

## 1.2. CEL, ZAKRES I METODY PRACY

Podstawowym celem pracy jest określenie wpływu wybranych elementów środowiska przyrodniczego dna doliny dużej rzeki nizinnej na strukturę składu chemicznego wód powierzchniowych odwadniających jej obszar w powiązaniu z warunkami zasilania i mechanizmem krążenia wody. Na podstawie sezonowej i przestrzennej zmienności cech hydrochemicznych badanych wód określony został stopień transformacji ich cech chemicznych na drodze odpływu do koryta Wisły.

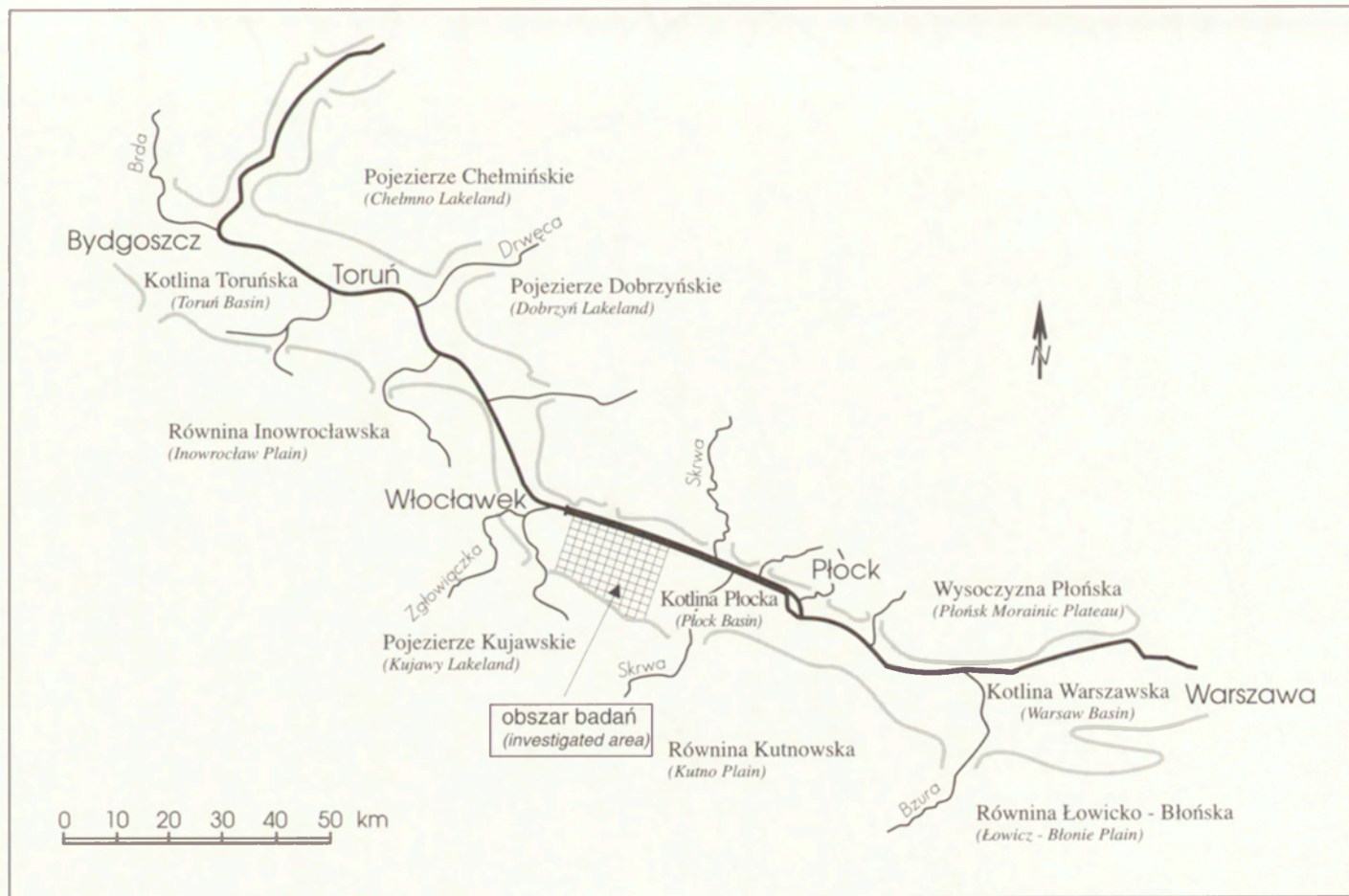
Teren badań obejmował zachodnią część Kotliny Płockiej, która jest pradolinnyim rozszerzeniem doliny Dolnej Wisły, rozciągającym się na przestrzeni około 60 km pomiędzy Płockiem a Włocławkiem (ryc. 2). Charakteryzuje się ona typowymi elementami środowiska przyrodniczego charakterystycznymi tak dla doliny Dolnej Wisły, jak i pradoliny Noteci–Warty (zalesione, zwydmione, szerokie poziomy fluwialne i fluwioglacjalne). Utworzenie na jej obszarze w 1979 roku Gostynińsko-Włocławskiego Parku Krajobrazowego wpłynęło na ograniczenie działalności gospodarczej i zachowanie względnie naturalnych cech środowiska przyrodniczego. Region ten charakteryzuje się odczuwalnym deficytem zasobów wodnych. Jest to ważne w aspekcie okresu badań przypadającego na lata hydrologiczne 1990–1994. W tym czasie miała miejsce szczególnie głęboka susza hydrologiczna, która objęła swym zasięgiem znaczną część obszaru Polski. Uzyskany materiał pomiarowy odzwierciedla więc dynamikę zjawisk ekstremalnych, a ładunki transportu materiału rozpuszczonego są mniejsze od przeciętnych.

Zastosowana, dla osiągnięcia założonych celów, koncepcja funkcjonowania współczesnego systemu denudacyjnego (Kostrzewski 1993) zmierza do określenia jakości i ilości przepływającej materii w geosystemie. Silne związki procesów denudacyjnych z warunkami obiegu wody wskazują, że rodzaj i ładunek materiału przepływającego przez profil zamykający zlewnię jest odbiciem aktualnych procesów geomorfologicznych, które zachodzą w zlewni i korycie rzeczonym (Gregory, Walling 1973; Froehlich 1982).

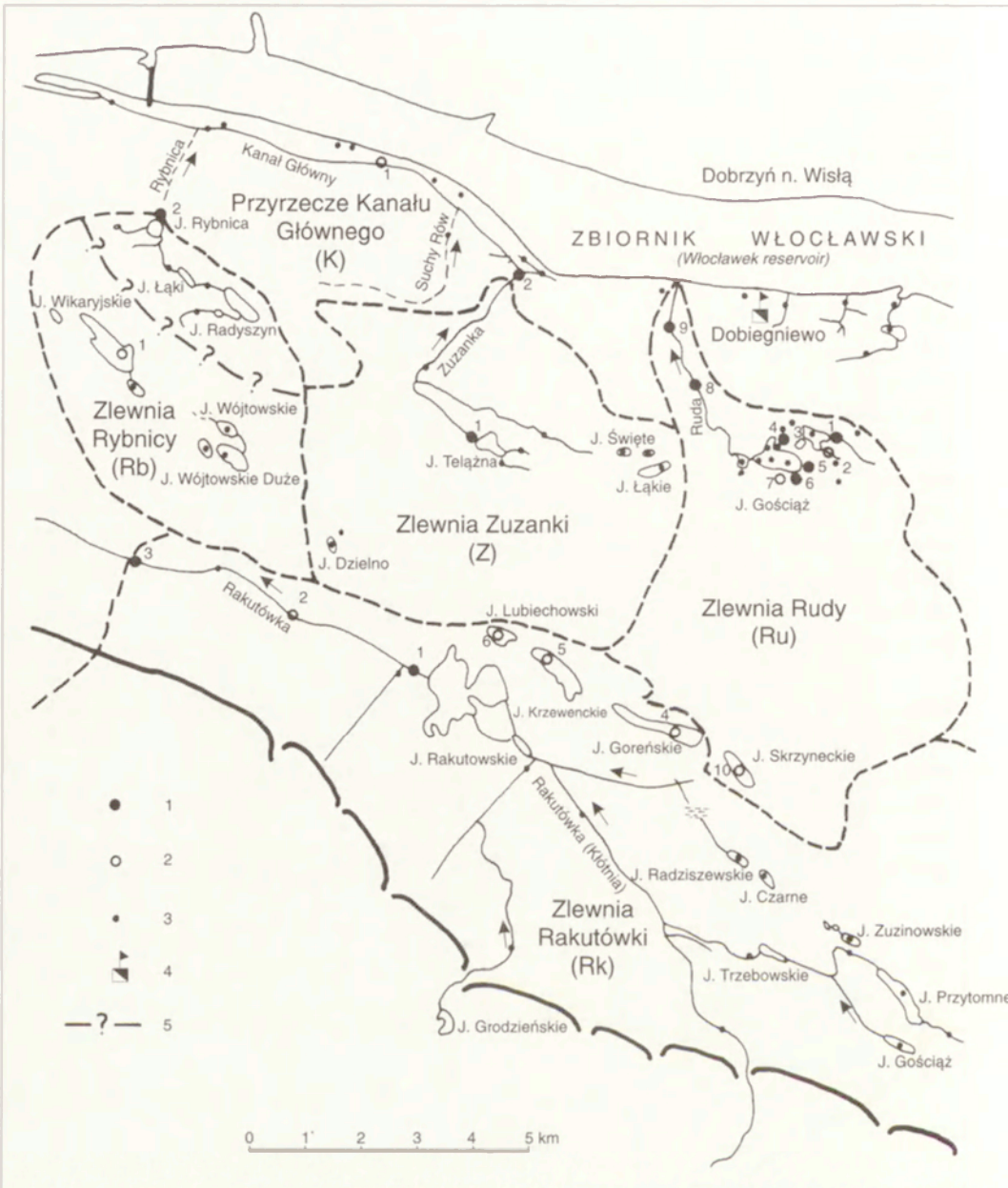
Możliwości techniczne i finansowe zmusiły autora do częściowego ograniczenia zakresu badań, który nie obejmował wszystkich składowych obiegu wody i transformacji jej składu chemicznego w relacji opad–odpływ. W świetle warunków obiegu wody w dolinie aluwialnej i gruntowego reżimu zasilania badanych cieków jest on zdaniem autora wystarczający do określenia zasadniczych prawidłowości przebiegu procesów hydrochemicznych i denudacji chemicznej.

W obrębie zachodniej części Kotliny Płockiej wybrano cztery zlewnie badawcze (Rudy, Zuzanki, Rybnicy i Rakutówki, ryc. 3) i określono:

- wpływ wybranych elementów środowiska geograficznego na warunki obiegu wody i materiału rozpuszczonego;
- związki zachodzące pomiędzy koncentracją materiału rozpuszczonego a wielkością opadów atmosferycznych i natężeniem przepływu wody w korytach;
- wpływ czynnika biotycznego na zróżnicowanie przebiegu koncentracji w cyklu rocznym;



Ryc. 2. Położenie obszaru badań na tle doliny Dolnej Wisły  
 Location of the research area within the Lower Vistula Valley



Ryc. 3. Szkic rozmieszczenia punktów badawczych monitoringu hydrochemicznego  
 1 – miejsca poboru próbek wody i pomiarów natężenia przepływu (comiesięczne), 2 – miejsca poboru próbek wody (okresowe), 3 – miejsca pomiarów SEC i pH, 4 – stacja obserwacyjna w Dobięgniewie, 5 – obecny (prawdopodobny) zasięg działu zlewni Rybnicy

#### Location of measurement sites of the hydro-chemical monitoring

1 – sites of water samples taking and flow rate measuring (monthly), 2 – sites of water samples taking (periodically), 3 – sites of SEC and pH measurements, 4 – field station in Dobięgniewo, 5 – contemporary (probable) range of the Rybnica catchment area watershed

- rolę jezior w procesie transformacji właściwości fizykochemicznych wody odpływającej ze zlewni;
- wielkość i dynamikę odpływu jonowego z poszczególnych zlewni.

Badania terenowe przeprowadzono w latach hydrologicznych 1990–1996. W pierwszym okresie (lata 1990–1994) miały one charakter monitoringu hydrologicznego i hydrochemicznego, który obejmował wspomniane cztery małe zlewnie położone w zachodniej części Kotliny Płockiej: Rudy, Zuzanki, Rybnicy i Rakutówki. W 12 punktach prowadzone były comiesięczne pomiary natężenia przepływu (w zależności od wielkości przepływu wykorzystywano przelew pomiarowy lub młynek hydrometryczny „Hega 2”), a także pobierane były próby wody do analiz chemicznych. W profilu hydrometrycznym zamykającym zlewnię Rudy stany wody rejestrowano przy użyciu limnigrafu „LPU-10”, a wartości natężenia przepływu określano na podstawie wydatku przelewu pomiarowego (Dokumentacja techniczna „*Przelew kontrolno-pomiarowy...*” 1989) (fot. 1). W pozostałych 9 przekrojach badania wykonywano nieregularnie. Brak wystarczających środków finansowych jest przyczyną różnego okresu czasu trwania serii pomiarowych. Najdłuższym, pięcioletnim okresem obserwacji objęta została zlewnia Rudy (1990–1994), natomiast w pozostałych okres ten wynosił trzy i pół roku (od maja 1991 do października 1994 roku).

Analizy chemiczne wody wykonywane były w laboratorium Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska we Włocławku i obejmowały oznaczenie jonów:  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$ ,  $NH_4^+$ ,  $NO_2^-$ ,  $NO_3^-$ ,  $Nog.$ ,  $PO_4$ ,  $Pog.$ , suchej pozostałości, przewodnictwa elektrycznego i pH. Metodyka oznaczeń poszczególnych elementów składu chemicznego była zgodna z obowiązującymi normami. Odpowiada ona metodom stosowanym w badaniach hydrochemicznych wód powierzchniowych (Hermanowicz i in. 1976) oraz w badaniach denudacji chemicznej (m. in. Markowicz, Pulina 1979; Krawczyk 1992). Łącznie przeanalizowano 535 prób reprezentujących wody rzeczne, jeziorne i wypływy wód podziemnych. Bezpośrednio w terenie wykonywano pomiary przewodności elektrycznej i pH wody za pomocą mierników firmy „Elmetron”: konduktometr CC-311 (z automatyczną kompensacją temperatury do 25°C), pH-metr CP-311.

Ten podstawowy program pomiarowy uzupełniony był pomiarami przewodnictwa elektrycznego wód opadowych, na które składała się analiza 39 prób wód deszczowych w roku hydrologicznym 1992. Ze względu na duże znaczenie jezior w kształtowaniu odpływu wody i ładunku jonowego w 1994 roku wykonano dwie serie pomiarów przypadające na okres wiosennej cyrkulacji i letniej stagnacji wód kompleksu jezior „Na Jazach” (zlewnia Rudy). Poza analizami chemicznymi wody, w sześciu pionach badanych jezior wykonano za pomocą sondy „WTW-OXI 197” pomiary właściwości termiczno-tlenowych. Dla określenia przestrzennej zmienności cech hydrochemicznych wód powierzchniowych w latach 1995–1996 wykonano dodatkowo (wczesną wiosną i latem), czterokrotne pomiary przewodności elektrycznej i pH wody w 70 punktach zachodniej części Kotliny Płockiej.

Niezbędne do analizy dane dotyczące temperatury powietrza i wielkości opadów atmosferycznych pochodzą ze stacji terenowej Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Niżu Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Dobiegniewie.

Lokalizację i organizację sieci pomiarowej w poszczególnych zlewniach przedstawia rycina 3.

Wyniki analiz poddano weryfikacji pod kątem poprawności wykonanych oznaczeń chemicznych. Określono procentowy błąd analizy poprzez porównanie sum podstawowych kationów i anionów (wyrażonych w  $\text{mval dm}^{-3}$ ) według wzoru:

$$\text{błąd w \%} = \frac{\sum K - \sum A}{\sum K + \sum A} * 100$$

gdzie:  $\sum K$  – suma kationów ( $\text{mval dm}^{-3}$ ),  $\sum A$  – suma anionów ( $\text{mval dm}^{-3}$ ).

Obliczony średni błąd dla wykonanych analiz chemicznych wynosił 6,7%. Jest on zatem dopuszczalny dla prób wody o ilości anionów od 3 do 5  $\text{mval dm}^{-3}$ . Średnia ilość anionów w badanych próbkach wody wynosiła 4,1  $\text{mval dm}^{-3}$  (kryteria wg A. A. Reznikowa 1963, *vide* Macioszczyk 1987, s. 296–297). Wielkość tego błędu jest w pewnym stopniu uwarunkowana nieuwzględnieniem w sumach jonowych substancji biogennych (azot i fosfor) oraz związków organicznych.

Przeprowadzona została również ocena terminów obserwacji hydrochemicznych pod kątem ich reprezentatywności względem przeciętnego dla poszczególnych miesięcy przebiegu procesów hydrologicznych. Jej szczegóły przedstawiono w rozdziale trzecim.

Wielkość mineralizacji całkowitej badanych wód określono z wartości przewodności właściwej w temperaturze 25°C wykorzystując do tego celu formułę Dorochowskiego (Markowicz, Pulina 1979). Mineralizacja jest w tym wypadku iloczynem współczynnika przeliczeniowego (a) i wartości przewodności w standardowej temperaturze odniesienia 25°C. Wielkość współczynnika przeliczeniowego została ustalona na podstawie wzoru zaproponowanego przez W. E. Krawczyk i J. Opołkę (1992):

$$a = \frac{M}{C_{25}}$$

gdzie: M – suma jonów ( $\text{mg dm}^{-3}$ ),  $C_{25}$  – przewodnictwo właściwe w temperaturze 25°C ( $\mu\text{S cm}^{-1}$ ).

Dla wszystkich przeanalizowanych prób wody średnia wartość tego współczynnika wynosi 0,883.

Natężenie denudacji chemicznej i wielkość odpływu jonowego określono metodą hydrometryczną (por. M. Pulina 1974).

### 1.3. STAN BADAŃ HYDROLOGICZNYCH I HYDROCHEMICZNYCH

Na tle dobrego rozpoznania obszaru Kotliny Płockiej pod kątem budowy geologicznej i rzeźby terenu znacznie gorzej przedstawia się wiedza na temat przebiegu procesów hydrologicznych i charakteru hydrochemicznego występujących tutaj wód. Pierwszy dokładny opis sieci hydrograficznej tego obszaru przedstawił S. Lencewicz (1929) wiążąc jej rozwój z budową geologiczną podłoża. Przedstawił również podsta-



wowe dane morfometryczno-batygraficzne oraz cechy limnologiczne jezior gostyńskich. W latach sześćdziesiątych opracowano dwa arkusze *Mapy hydrograficznej Polski w skali 1: 50 000* (Dobrzyń n. Wisłą i Włocławek) obejmujące swoim zasięgiem zachodnią część Kotliny Płockiej i opisujące stosunki hydrograficzne w okresie przed budową stopnia piętrzącego na Wiśle (Kaczorowska, Lipnicka 1962; Zwoliński 1963, 1967). Zagadnienia dotyczące bilansu wodnego analizowanego odcinka doliny Wisły opracowane metodami empirycznymi przedstawiono w pracy *Stosunki hydrograficzne poszczególnych regionów Polski* (1958). Bardziej szczegółowe opracowanie bilansu wodnego i mechanizmu obiegu wody dotyczy zlewni Skrwy lewobrzeżnej, która jest najdłuższym ciekim w kotlinie (Dębski 1960; Magnuszewski 1994).

Po spiętrzeniu wód Wisły zaporą we Włocławku i utworzeniu w 1970 roku zbiornika włocławskiego Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN rozpoczął szeroko zakrojone badania dotyczące jego wpływu na środowisko geograficzne. Badaniami objęty został zarówno zbiornik, jak i jego najbliższe otoczenie, w tym również obszar zachodniej części Kotliny Płockiej. Na szczególną uwagę zasługują badania hydrologiczne prowadzone przez R. Glazika (1976, 1978, 1983, 1987, 1995) zmierzające do określenia wpływu spiętrzenia na stosunki wodne w dolinie Wisły w zależności od naturalnych cech środowiska geograficznego i przeprowadzonych prac melioracyjnych (odwodnieniowych). Rozpatrywane w nich problemy dotyczą między innymi: ukształtowania zwierciadła i reżimu wód gruntowych w obszarach przyzbiornikowych, określenia wielkości infiltracji wód ze zbiornika w tereny depresyjne, warunków obiegu wody w zlewniach cząstkowych o charakterze naturalnym i poddanych wpływowi spiętrzenia. Powyższe zagadnienia przedstawione zostały na tle ogólnych warunków hydrologicznych i hydrogeologicznych doliny Wisły w okolicach Włocławka. Bardziej szczegółowo problem warunków obiegu wody w zwydmionych obszarach Kotliny Płockiej cytowany wyżej autor przedstawia w kolejnej pracy (Glazik 1992). Analizuje on wpływ rzeźby i budowy geologicznej zwydmionych obszarów pradoliny na rozmieszczenie i zróżnicowanie powierzchniowych zjawisk wodnych oraz ukształtowanie zwierciadła wody podziemnej.

Oddzielną grupę stanowią opracowania poruszające zagadnienia limnologiczne. Dotyczą one głównie termiki wód jeziornych (Banach, Glazik 1971; Churski i in. 1993) oraz termiki osadów dennych jeziora Gościąg (Grześ, Sobota 1996).

W pracach T. Celmera i in. (1986) oraz P. Gierszewskiego i R. Glazika (1996) przedstawione zostały zmiany hydrologiczne w zlewni Rybnicy wywołane różnymi przejawami antropopresji (m. in. melioracją i eksploatacją wód podziemnych).

Jeszcze skromniej przedstawia się dotychczasowy stan wiedzy na temat cech środowiska hydrochemicznego tej części Kotliny Płockiej. Są to przede wszystkim okresowe raporty OBiKS I WIOS we Włocławku zawierające oznaczenia składu chemicznego wód powierzchniowych w zakresie niezbędnym do określenia klasy czystości jeziora lub rzeki. Nieco więcej danych odnoszących się do wód podziemnych doliny Wisły pomiędzy Płockiem a Włocławkiem znaleźć można w pracach C. Kolago i in. (1966) oraz J. Picha (1973). Przedstawiono w nich między innymi relacje pomiędzy wodami wieku trzeciorzędowego i czwartorzędowego podkreślając ich niewielkie

zróźnicowanie hydrochemiczne. Na podstawie wybranych parametrów składu chemicznego pierwszego poziomu wód podziemnych określono charakter i ich zmienności w zależności od typu osadów. Wykazano, że najbardziej stabilne koncentracje poszczególnych parametrów charakterystyczne są dla wód występujących w piaskach eolicznych. Pewne informacje na temat składu chemicznego wód podziemnych Kotliny Płockiej zawierają również dokumentacje hydrogeologiczne dla ujęć wody (m. in. *Studium warunków hydrogeologicznych i sozologicznych...* 1992). Bogatszy materiał zawierają wstępne opracowania P. Gierszewskiego (1993a, b, 1995), w których przedstawiono zróźnicowanie przestrzenne cech chemicznych wód powierzchniowych w zachodniej części Kotliny Płockiej oraz natężenie procesów denudacji chemicznej w zlewni Rudy.

W latach dziewięćdziesiątych, w związku z kompleksowymi badaniami laminowanych osadów jeziora Gościąż, opublikowane zostały prace zawierające charakterystykę chemiczną wód powierzchniowych i podziemnych zlewni tego jeziora (Wicik, Więckowski 1991; Wicik 1993). Autorzy tych prac podkreślają jednorodność i stabilność składu chemicznego wód zasilających jezioro w porównaniu z bardziej zróźnicowanymi pod tym względem wodami rzeki Rudy. Wskazują również na transformację cech chemicznych, zarówno wód rzeki, jak i źródeł, jaka dokonuje się w jeziorach Gościąż i Mielec. Badania A. Kentzera i R. Żytkowicza (1993) oraz A. Kentzera (1995) dotyczyły natomiast warunków akumulacji związków biogenych (azot, fosfor) w jeziorze Gościąż. Wykazały one, że głównym źródłem biogenów są wody gruntowe, a dopływające do jeziora ładunki azotu i fosforu uznać należy za wysokie. Na podstawie sporządzonego bilansu stwierdzili, że jezioro Gościąż charakteryzuje się znacznym stopniem kumulacji dopływających biogenów – szczególnie fosforu.

W tym miejscu należy wymienić jeszcze prace opisujące stan środowiska hydrochemicznego wód podziemnych i powierzchniowych pradolin, a szczególnie doliny Dolnej Wisły na odcinku kotliny Warszawskiej i Toruńskiej.

Spośród prac o charakterze ogólnym wymienić należy opracowanie T. Błaszczyka i J. Górskiego (1977). Na podstawie ponad 100 wyników analiz wód podziemnych z pradolin toruńsko-eberswaldzkiej, warszawsko-berlińskiej i barucko-głogowskiej przedstawili oni charakterystyczne cechy ich składu chemicznego. Mineralizacja ogólna ponad 75% badanych prób wody zawierała się w przedziale od 200 do 400 mg dm<sup>-3</sup>. Podkreślona została również duża stabilność środowiska hydrochemicznego wód podziemnych pradolin, pomimo tego, że ich struktury wodonośne pozostają w warunkach aktywnej wymiany wód i ścisłej zależności od warunków hydrometeorologicznych. Ogólne informacje na temat cech hydrochemicznych różnych pięter wodonośnych (mezozoicznego, trzeciorzędowego i czwartorzędowego) doliny Dolnej Wisły zawarte zostały w pracy H. Pomianowskiej i W. Szczepanika (1993). Zdaniem tych autorów chemizm wód czwartorzędowych w dolinie Dolnej Wisły kształtują między innymi: litologia utworów doliny i stref przyległych, infiltracja, oddziaływanie wód Wisły oraz antropopresja. Ze względu na drenowanie przez Wisłę wód starszych pięter wodonośnych duży wpływ na cechy składu chemicznego wód czwartorzędowych mogą mieć również wody głębszego podłoża.

Bardziej szczegółowe badania hydrochemiczne przeprowadzone zostały na obsza-

rze Puszczy Kampinoskiej, gdzie E. Pilichowska-Kazimierska (1989) oraz H. Mochacka-Ławacz (1991) określiły cechy składu chemicznego wód podziemnych i powierzchniowych. Wykazały one również, że cechy hydrochemiczne są funkcją użytkowania terenu. Najniższymi koncentracjami oznaczanych składników charakteryzowały się wody kompleksów leśnych w strefie wydmowej, a najwyższymi wody obszarów rolniczo-osadniczych. Stwierdzono ponadto, że jakość wód wpływających na obszar puszczy jest wyraźnie niższa od jakości wód odpływających. Charakterystyka krajobrazów geochemicznych Kampinoskiego Parku Narodowego przedstawiona przez B. Wicika (1997) odzwierciedliła odrębność geochemiczną trzech najważniejszych jednostek litologiczno-morfologicznych parku (równina peryglacialna, zwymdione plejstocenijskie terasy rzeczne, holocenijskie dno doliny Wisły). Podkreślił on, że znaczna część obszaru położonego w obrębie Kotliny Warszawskiej jest pod względem cech chemicznych w dużym stopniu podporządkowana obszarom równin peryglacialnych. Stopień tego podporządkowania jest jednak sezonowo zmienny, uwarunkowany wielkością dopływu powierzchniowego i gruntowego wód.

Wyniki badań dotyczących warunków obiegu wody i substancji chemicznych w dolinie Wisły powyżej Płocka przedstawione w pracach E. Bajkiewicz-Grabowskiej (1995) oraz E. Lenartowicza, E. Bajkiewicz-Grabowskiej (1996) dowodzą, że wysoczyznowe wody gruntowe wpływające do doliny Wisły podlegają częściowemu przekształceniu głównie na terasach zalewowych. Wody gruntowe poziomów nadzalewowych wykazują ich zdaniem znacznie niższą mineralizację i nieco inny skład chemiczny niż wody dopływające z wysoczyzn i wody terasów zalewowych. W opracowaniach W. Niewiarowskiego i in. (1992) oraz W. Olejniczaka (1993) przedstawione zostały dane na temat przebiegu procesów denudacji chemicznej trzech niewielkich cieków (Struga Toruńska, Tażyna, Struga Zielona), których ujściowe odcinki położone są w granicach Kotliny Toruńskiej. Wymienieni autorzy wiążą chemizm wód badanych cieków z litologią utworów powierzchniowych i sposobem użytkowania ziemi w zlewniach. Wyższe koncentracje materiału rozpuszczonego charakterystyczne są dla wód Strugi Toruńskiej i Tażyny, których zlewnie w dużej części (odpowiednio 66 i 44%) położone są na intensywnie użytkowanych rolniczo wysoczyznach morenowych zbudowanych z glin zwałowych. Słabsze zmineralizowanie wody Strugi Zielonej to efekt mniejszej dostawy materiału rozpuszczonego z ubogich piasków wydmowych pokrywających duże (75%) obszary jej zlewni.

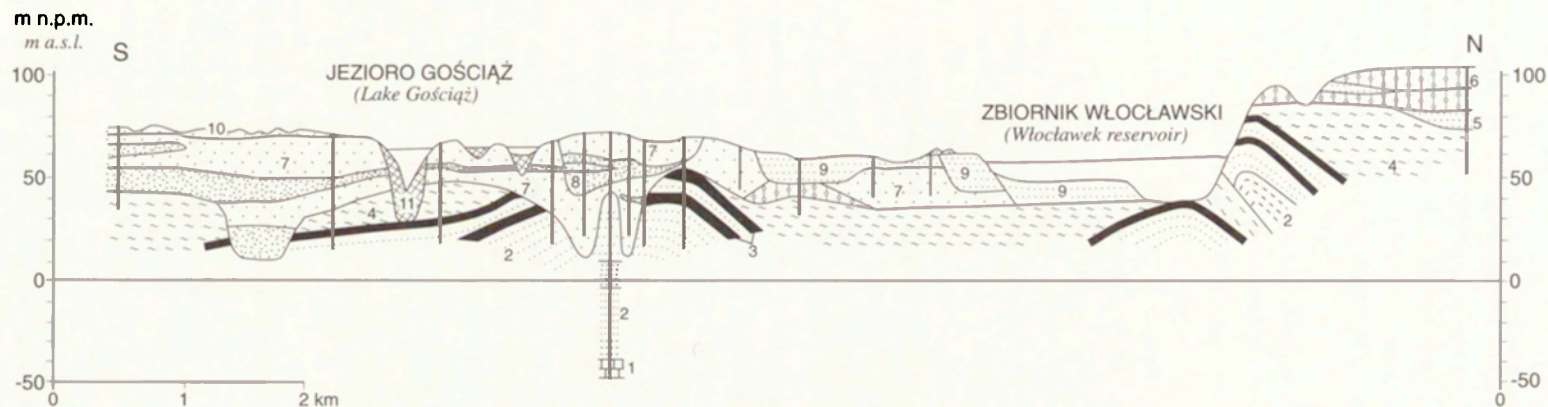
## 2. CHARAKTERYSTYKA ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO POD KĄTEM WARUNKÓW OBIEGU WODY I CECH HYDROCHEMICZNYCH

Przedstawiony we wstępie charakterystyczny dla dużych dolin rzecznych model obiegu wody (ryc. 1) modyfikują lokalne uwarunkowania środowiska geograficznego. Poszczególne jego elementy decydują o zasobach wody, sposobie jej obiegu, a także o jej jakości. Wobec silnego powiązania poszczególnych komponentów środowiska z przebiegiem procesów hydrologicznych i hydrochemicznych ważne jest przedstawienie tych jego cech, które w najistotniejszy sposób wpływają na przebieg denudacji chemicznej w zachodniej części Kotliny Płockiej.

### 2.1 BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA

Kotlina Płocka to głęboka forma erozyjno-akumulacyjna o złożonej genezie. Jej powstanie było początkowo związane z procesami erozji glacialnej, a później fluwio-glacialnej i fluwialnej. Współwystępujące z erozją procesy akumulacyjne doprowadziły do wypełnienia formy serią utworów piaszczysto-żwirowych o przeciętnej miąższości 40–45 m (Mojski 1960, 1970; Skompski 1969). Podłoże osadów czwartorzędowych stanowią formacje neogeńskie wykształcone w postaci miocenijskich piasków i mułków z wkładkami węgla brunatnego przykrytych nieciągłą warstwą ilastych osadów pliocenu. Zachodzące w czwartorzędzie procesy erozyjne i glajotektoniczne doprowadziły do zredukowania miąższości osadów trzeciorzędowych i ich zdeformowania (Lamparski 1983). Z piaszczystymi osadami miocenijskimi związane są występujące pod znacznym ciśnieniem wody podziemne (Mojski 1970; Skompski 1971). Uwzględniając znaczne zdeformowanie i erozję osadów neogeńskich istnieje możliwość migracji tych wód, a także wód piętra kredowego w czwartorzędowy kompleks wodonośny. Wskazują na to badania hydrogeologiczne wykonywane dla potrzeb ujęć wody dla Włocławka (*Studium warunków hydrogeologicznych i sozologicznych...* 1992). Przykłady takich połączeń ilustrują liczne przekroje geologiczne z obszaru Kotliny Płockiej (Fąferek 1960; Glazik 1978; Kopczyńska-Lamparska, Piwocka 1981; Łyczewska 1960; Madeyska 1991; Mojski 1958) (ryc. 4).

Tak ukształtowaną powierzchnię trzeciorzędową przykryły stosunkowo mało zróżnicowane litologicznie piaszczysto-żwirowe osady czwartorzędowe reprezentujące zarówno sedymentację glacialną, jak i fluwio-glacialną. Materiał ten jest lokalnie rozdzielony serią zastoiszkowych mułków i ilów warwowych, których sedymentacja po-



Ryc. 4. Przekrój geologiczny przez środkową część Kotliny Płockiej (wg T. Madeyskiej 1991)

1 – kreda pizząca, 2 – ily, mulki i piaski miocenijskie, 3 – węgiel brunatny (miocen), 4 – plioceńskie ily pstrze i mulki, 5 – piaski glacyofluwialne zlodowacenia środkowopolskiego, 6 – gliny zwałowe stadiau leszczyńskiego i poznańskiego (zlodowacenie Wisły), 7 – fluwioglacjalne i zastoiskowe piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste, 8 – żwiry i piaski fluwioglacjalne stadiau pomorskiego zlodowacenia Wisły, 9 – piaski rzeczne późnoglacialnych i holocenijskich tarasów Wisły, 10 – piaski wydmore, 11 – osady jeziorne

The geological profile of the middle part of the Płock Basin (according to T. Madeyska 1991)

1 – chalkstone, 2 – Miocene loams, silts and sands, 3 – brown coal (Miocene), 4 – Pliocene striped loams and silts, 5 – glacyofluvial sands of the Middle Poland glaciation, 6 – boulder clays of the Leszno and Poznań phase (the Vistula glaciation), 7 – glacyofluvial and ice marginal lake fine-, medium- and coarse-grained sands, 8 – glacyofluvial gravels and sands of the Pomerania phase of the Vistula glaciation, 9 – river sands of the Late-glacial and Holocene Vistula terraces, 10 – dune sands, 11 – lake deposits

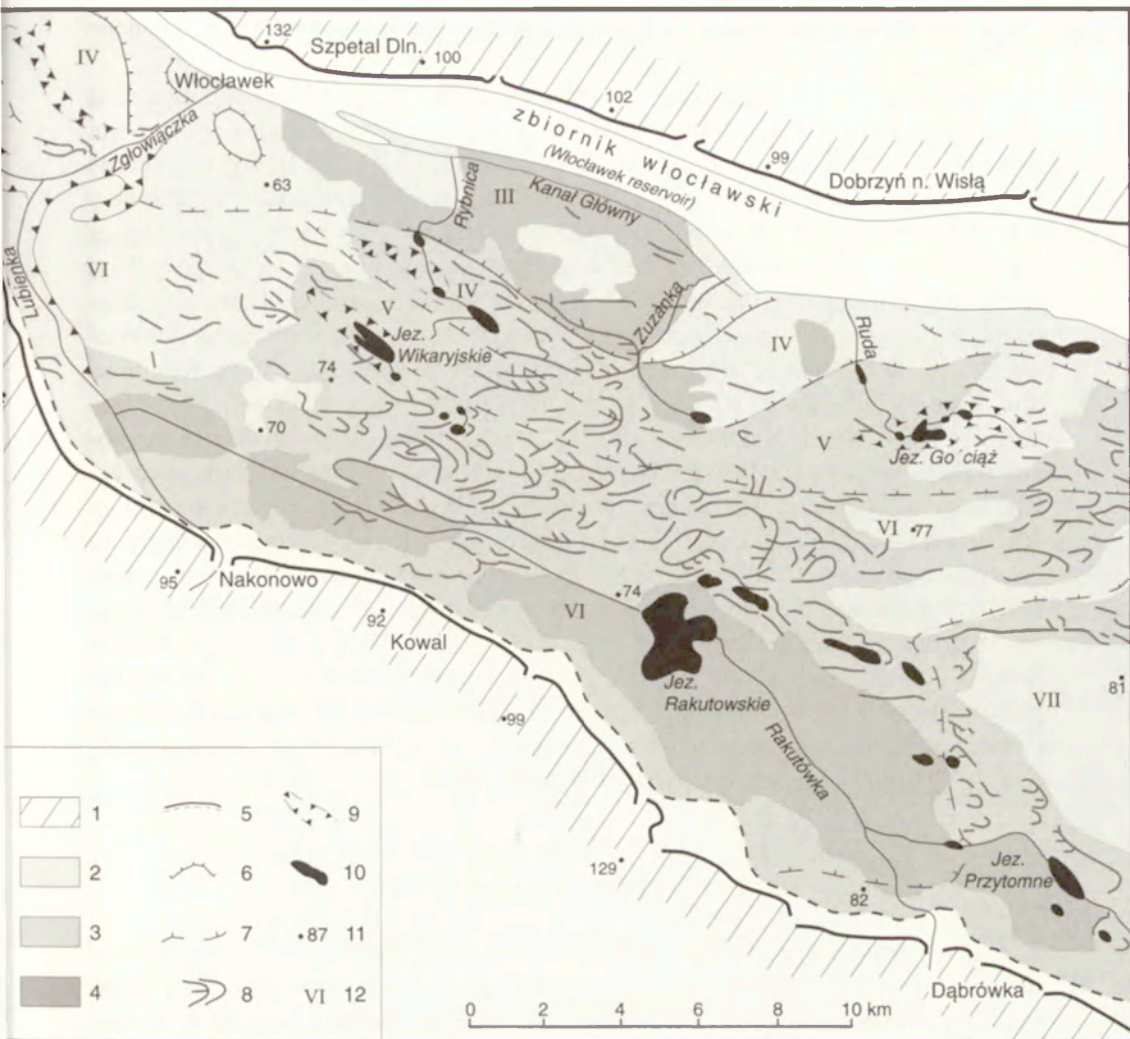
przedzała ostatnie zlodowacenie. Ostatnim etapem akumulacji plejstocenińskiej są piaski drobnoziarniste i mułkowate związane z akumulacją typu jeziornego (Mojski 1960). Występują one w północnej i południowej części kotliny w okolicach Mostków, Rakutowa i Kłótna. Ze schyłkiem plejstocenu i początkiem holocenu związana jest wzmożona aktywność procesów eolicznych. Doprowadziły one do powstania dwóch generacji wydm – parabolicznych w centralnej części kotliny i podłużnych wałów wydmych w części północnej (Mojski 1960; Skompski 1968; Urbaniak 1967) (fot. 2). Resedymencja osadów związana z transportem, a potem akumulacją eoliczną, objęła materiał o miąższości sięgającej maksymalnie 30 m. Z holocenem związane są osady piaszczysto-zwirowe oraz facja powodziowa równiny zalewowej Wisły (obecnie zalana w wyniku spiętrzenia Wisły we Włocławku), a także osady organiczne rynien jeziornych i innych obniżen terenu.

Efektom czwartorzędowych procesów geomorfologicznych było więc powstanie miąższej serii dobrze przepuszczalnych osadów piaszczystych o dużych możliwościach retencjonowania wody. Erozyjny kontakt kotliny z wysoczyzną morenową sprzyja zachowaniu więzi hydrogeologicznych pomiędzy doliną i przyległymi obszarami, często na znacznych odległościach. Konsekwencją takiej budowy geologicznej kotliny jest występowanie jednego ciągłego poziomu wód aluwialnych o swobodnym zwierciadle. W części południowej i północnej występuje on na głębokości 2–3 m, w środkowej najbardziej zwydmionej na głębokościach 5–10 m (Głazik 1992).

Badania składu mineralnego piasków wydmych Kotliny Płockiej (zajmujących największą powierzchnię) prowadzone przez U. Urbaniak (1966) wykazały, że składają się one w 80,7% (% objętości) z kwarcu. Pozostałą część stanowią skalenie – 10,6% (głównie plagioklasy oraz mikroklin), węglany – 5,1% i tyszczyki – 3,8% (głównie muskowitz). W niektórych wydmach stwierdzona została niewielka domieszka (około 0,2%) glaukonitu. Dowodzi to udziału trzeciorzędowego materiału skalnego w procesie wydmy. Z zestawienia tego wynika, że w około 85% osady kotliny zbudowane są z minerałów odpornych na wietrzenie chemiczne. Jeżeli uwzględni się, że w górnej serii piasków wydmych odsetek kwarcu jest większy, a do blisko 3 metrów obserwowane jest znaczne odwapnienie osadów, to taki materiał lokalny może być źródłem dostawy tylko niewielkiej ilości substancji rozpuszczonych.

Zasadniczym elementem rzeźby kotliny są zwydmione terasy rzeczno-lodowcowe. Ich szczegółowy opis przedstawili S. Skompski (1968, 1971), E. Mojski (1960) i E. Wiśniewski (1976) (ryc. 5). Załomy tych teras, słabo zaznaczone w terenie, maskują formy eoliczne. Zbudowane są od powierzchni z piasków drobnoziarnistych, a lokalnie (w części północnej) także średnio- i gruboziarnistych. Taki materiał sprawia, że warunki infiltracji wody opadowej i roztopowej są tu szczególnie korzystne. Utrudnione wsiąkanie nadmiarów wody, głównie w okresie wiosennym, występuje lokalnie w obszarach zbudowanych z jeziornych mułków i piasków pylastych (ryc. 5). Podobna sytuacja ma miejsce na niewielkich, nisko położonych powierzchniach pasa przyziornikowego. W tym wypadku związane jest to z okresowym podparciem zwierciadła wody podziemnej przez wodę wiślaną.

Rozległe pola wydmy wpływają na opóźnienie odpływu wód opadowych i roztopowych (Kowalska 1968). Dobre warunki infiltracyjne, a w związku z tym ograni-



Ryc. 5. Szkic geomorfologiczno-litologiczny zachodniej części Kotliny Płockiej (wg E. Mojskiego 1960, uproszczony)

1 – wysoczyzna morenowa, glina zwalowa, 2 – piaski i żwiry fluwioglacjalne i glacialne, 3 – piaski rzeczne i rzeczno-jeziorne, 4 – piaski i mulki jeziorne, 5 – krawędź wysoczyzny morenowej, 6 – wyraźne krawędzie poziomów dolinnych, 7 – niewyraźne krawędzie poziomów dolinnych, 8 – wydmy, 9 – rynny subglacjalne, 10 – jeziora, 11 – wysokości w m n. p. m., 12 – numeracja poziomów dolinnych (wg R. Głazika 1978)

**Geomorphology and lithology of the western part of the Płock Basin (according to E. Mojski 1960, simplified)**

1 – morainic plateau, boulder clay, 2 – glaci-fluvial and glacial sands and gravels, 3 – river and river-lake sands, 4 – lake sands and loams, 5 – morainic plateau edge, 6 – distinct edges of the valley levels, 7 – vague edges of the valley levels, 8 – dunes, 9 – subglacial channels, 10 – lakes, 11 – altitude in m a. s. l., 12 – numbers of valley levels (according to R. Głazik 1978)

czone możliwości formowania spływu powierzchniowego, powodują, że opad po uwzględnieniu parowania i intercepcji zasila wody gruntowe.

Powierzchnie terasowe urozmaicają rynnny glacialne, w dnach których położone są liczne jeziora (fot. 3). Ich geneza związana jest z erozją subglacialną i procesami wytapiania się brył martwego lodu (Lencewicz 1927; Galon 1953). Rynny jeziorne grupują się w dwóch ciągach: północnym i południowym, przecinając dno pradoliny z południowego wschodu na północny zachód (ryc. 5). Część jezior wypełniająca przegłębienia rynien włączona została w odpływ powierzchniowy. W bezpośrednim sąsiedztwie wysoczyzny kujawskiej występuje rozległe, zatorfione obniżenie, z centralnie położonym Jeziorem Rakutowskim. Ciągi rynnowe oraz wspomniane obniżenie stanowią lokalne linie drenażu dla wód podziemnych spływających z południowej części kotliny i obszaru wysoczyzny morenowej. Z jezior wypływają nieliczne na tym obszarze ciek. W części północnej (Ruda, Zuzanka, Rybnica) wykorzystują one obniżenia wytopiskowe i deflacyjne oraz rynny i nieznacznie tylko rozcinając poszczególne poziomy terasowe kierują się prostopadle do Wisły. Część południowa kotliny odwadniana jest przez Rakutówkę, której przebieg jest mniej więcej równoległy do krawędzi wysoczyzny. Odpływ wód koncentruje się początkowo na linii rynien subglacialnych, a następnie odbywa się na płaskiej, nachylonej w kierunku północno-zachodnim powierzchni równiny pojeziernej (Mojski 1970). Ze względu na niewielkie zasilanie i znaczny udział retencji jeziornej kształtującej odpływ, ciek te nie wytworzyły większych form dolinnych. Zarówno charakter rzeźby, jak również korzystne warunki infiltracyjne podłoża powodują, że trudno jest wyznaczyć granice topograficzne zlewni występujących tutaj cieków (Głazik 1978).

## 2.2. WARUNKI KLIMATYCZNE

Charakterystyczną cechą klimatu Kotliny Płockiej są bardzo niskie sumy opadów atmosferycznych i względnie wysoka temperatura powietrza. Odzwierciedla to mapa regionów pluwiotermicznych A. Schmucka (1965), na której jej obszar zaliczony został do najsuchszych i najcieplejszych w Polsce. Potwierdzeniem tego są liczne dane zawarte w opracowaniach charakteryzujących klimat okolic Włocławka, w których zwraca się uwagę na wysokie temperatury powietrza (średnia za wielolecie 1966–1974 wynosiła 8,1°C, dane za: Zakład Opinii i Ekspertyz IMGW, *Dane klimatyczne dla Włocławka*, maszynopis 1975, *vide* B. S. Chudy 1985) i niskie sumy opadów (średnia za wielolecie 1891–1930 wynosiła 461 mm, wg Paszyński i in. 1960). Z analizy przestrzennego rozkładu opadów w regionie Dolnej Wisły wykonanej przez G. Wójcika i K. Marciniaka (1993) wynika, że obszar doliny Wisły ma opady niższe niż sąsiadujące z nią pojezierza. Zdaniem tych autorów izohieta 525 mm (średnia roczna suma opadów) w części północnej regionu pokrywa się z przebiegiem doliny Wisły, a na południe od linii Solec Kujawski–Toruń rozszerza się, obejmując swym zasięgiem również Kujawy.

Średnie wieloletnie sumy opadów atmosferycznych w najbliższym otoczeniu Kotliny Płockiej wynoszą od 452 do 581 mm (tab. 1). Zaznacza się przy tym ich wyraźna



**T a b e l a 1. Średnie sumy opadów atmosferycznych (w mm) z okresu 1951–1980 (\*1978–1994) dla obszaru Kotliny Płockiej oraz jej najbliższego otoczenia (wg G. Wójcika, K. Marciniaka 1993 i danych ze stacji IGiPZ PAN w Dobiegniewie)**

**Mean annual rainfall (mm) from 1951–1980 (\*1978–1994) for the Plock Basin area and its surroundings (according to G. Wójcik, K. Marciniak 1993 and the data from the IGiPZ PAN station in Dobiegniewo)**

Stacja	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI–IV	V–X	XI–X
Włocławek	37	39	28	26	27	29	44	59	85	64	41	37	186	330	516
Brześć Kujawski	33	29	21	18	22	28	42	60	74	55	37	33	151	301	452
Baruchowo	40	38	29	26	25	35	49	62	74	60	42	37	193	324	517
Gostynin	40	39	30	28	27	31	51	66	85	64	45	35	194	346	541
Łąck	43	42	32	31	32	38	56	68	91	65	47	36	218	363	581
Płock	44	40	30	28	29	35	56	64	87	64	45	37	206	353	559
Dobiegniewo(*)	37	43	31	19	27	24	32	61	67	49	44	30	181	283	464

zmiennosc przestrzenna, polegajaca na spadku sum w kierunku zachodnim. Suchość klimatu tego obszaru związana jest z faktem jego położenia w „cieniu opadowym” Pojezierza Pomorskiego oraz z niższego położenia nad poziomem morza. O niedoborze opadów w pradolinie Wisły w stosunku do otaczających ją wysoczyzn pisał W. Parczewski (1962). Wyższe sumy opadów półrocza letniego (około 62%) nie rekompensują jednak zwiększonego w tym czasie parowania terenowego. Niskie sumy opadów w połączeniu z suszą glebową miesięcy letnich nie sprzyjają uzupełnieniu zapasów wody gruntowej. Warunkami takimi charakteryzował się szczególnie ostatni okres. Efekty trwającej od 1982 do 1994 roku długotrwałej suszy hydrologicznej, która objęła znaczną część kraju (Bobiński, Meyer 1992; Sasim i in. 1995), zaznaczyły się również w Kotlinie Płockiej wyraźnym obniżeniem zwierciadła wody podziemnej oraz trwałymi i głębokimi niżówkami w ciekach.

### 2.3. CHARAKTERYSTYKA SIECI HYDROGRAFICZNEJ

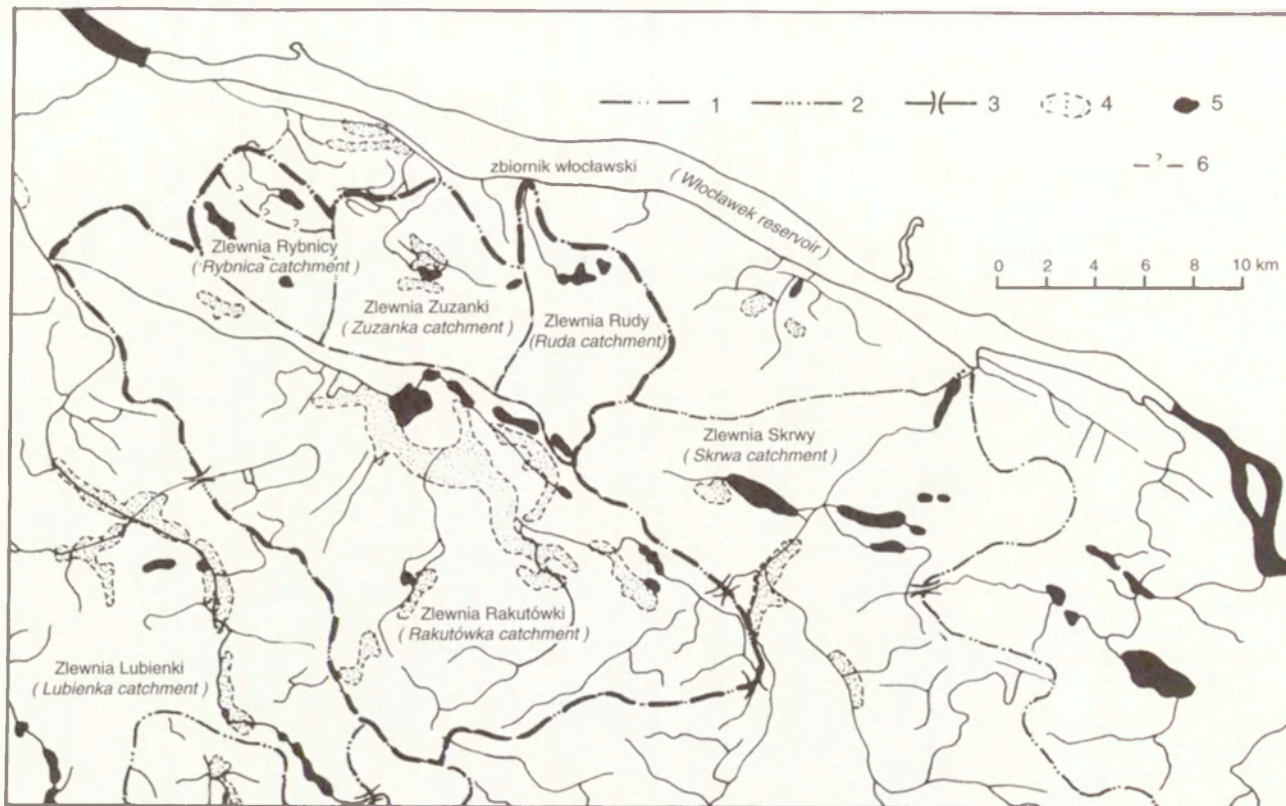
Cechy środowiska przyrodniczego zadecydowały o słabym rozwinięciu sieci hydrograficznej na obszarze zachodniej części Kotliny Płockiej (ryc. 6). Odpływ powierzchniowy kształtują tutaj dwa systemy rzeczne. Pierwszy, położony na północy, stanowią kilkukilometrowej długości strugi (Ruda, Zuzanka, Rybnica) odwadniające obszar wydmy. Znaczny odsetek powierzchni ich niewielkich zlewni zajmują obszary powierzchniowo bezodpływowe. Północno-zachodnią część obszaru przybiornikowego odwadnia Kanał Główny. Przejmuje on wody Zuzanki i Rybnicy oraz drena obszarów depresyjne w stosunku do zbiornika włocławskiego. Drugi system rzeczny odprowadza wodę z południowej, w znacznym stopniu zabagnionej i zatorfionej części kotliny. Są to ciek uchodzący do Jeziora Rakutowskiego, a także wypływająca z niego Rakutówka. Płynąc równolegle do Wisły odprowadza do niej wody poprzez Lubienkę i Zgłowiączkę.

Charakter budowy geologicznej i typ rzeźby Kotliny Płockiej jest przyczyną znacznych różnic powierzchni zlewni wyznaczonych na podstawie powierzchniowego i podziemnego działu wodnego. W opracowaniu przyjęto zatem powierzchnie zlewni podane przez R. Głazika (1978), który określił je na podstawie rzędnych zwierciadła wody podziemnej (tab. 2).

Podobne warunki środowiska geograficznego zlewni: Rudy, Zuzanki i Rybnicy znajdują odzwierciedlenie zarówno w strukturze zlewni i sieci rzecznej (tab. 2), jak i cechach reżimu hydrologicznego.

#### Zlewnia Rudy

W granicach podziemnego działu wodnego powierzchnia zlewni wynosi 56 km<sup>2</sup>, z czego na obszary powierzchniowo bezodpływowe przypada 39 km<sup>2</sup>. Dziewięciokilometrowej długości Ruda jest jedynym stałym ciekim zlewni (fot. 4). Jej źródła to małej wydajności wysięki położone na obrzeżeniu rynny subglacjalnej (około 1,5 km na wschód od jeziora Wierzchoń). W swój odpływ, ukierunkowany przebiegiem ryn-



Ryc. 6. Szkic wybranych elementów sieci hydrograficznej Kotliny Płockiej (na podstawie: *Atlas hydrologiczny Polski* i R. Glazik 1978)

1 – dział wodny II rzędu, 2 – dział wodny IV rzędu, 3 – brama w działach wodnych, 4 – torfowiska, 5 – jeziora, 6 – obecny (prawdopodobny) zasięg działu wodnego zlewni Rybnicy

Chosen elements of the drainage pattern of the Płock Basin (on the basis of *Hydrological Atlas of Poland* and R. Glazik 1978)

1 – watershed of the 2<sup>nd</sup> order, 2 – watershed of the 4<sup>th</sup> order, 3 – watershed gateway, 4 – peatbogs, 5 – lakes, 6 – contemporary (probable) range of the Rybnica catchment area watershed

T a b e l a 2. Wybrane charakterystyki fizyczne zlewni i sieci rzecznej  
Chosen physical features of the catchment areas and the river network

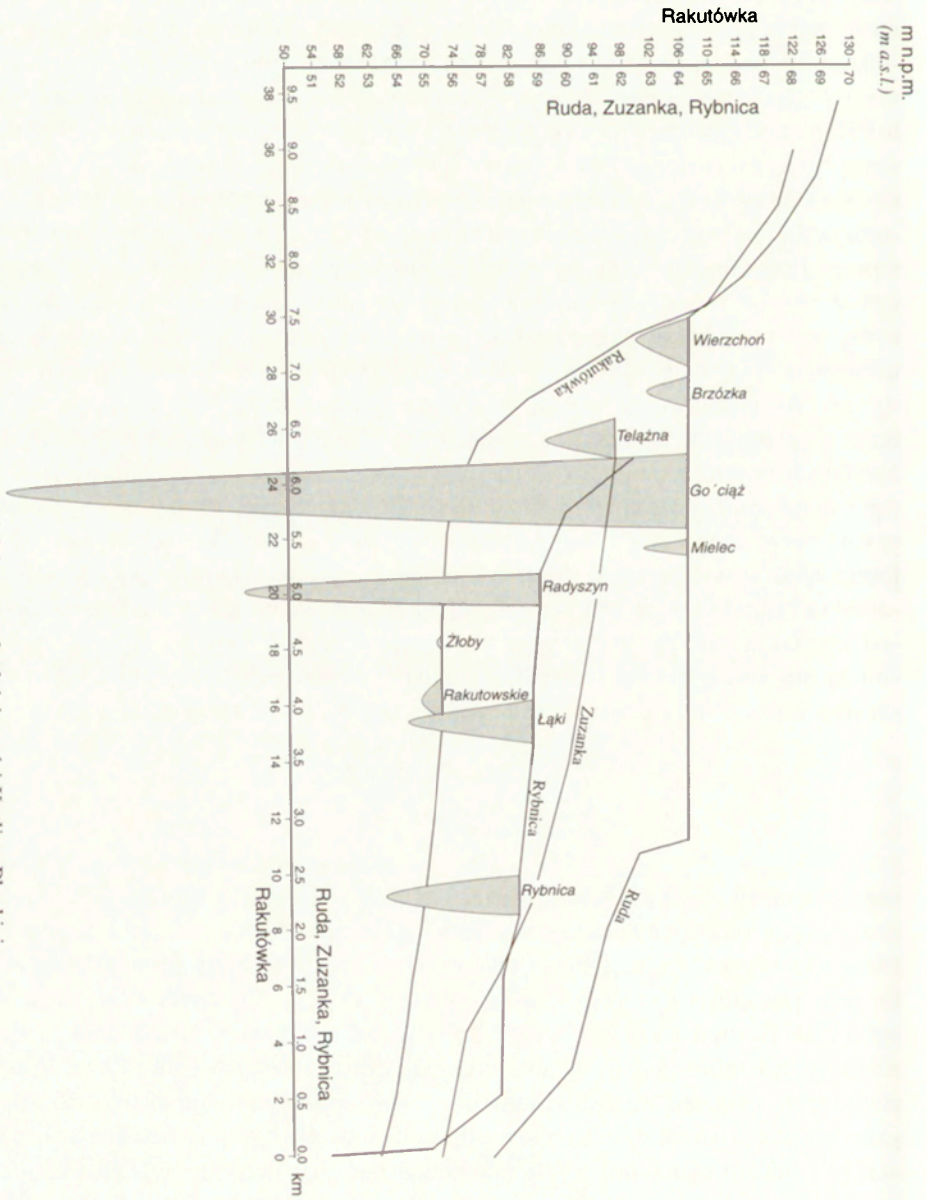
	Ruda	Zuzanka	Rybница	Rakutówka
<b>Zlewnia</b>				
powierzchnia całkowita (km <sup>2</sup> )	55,7	48,6	36,2	260,0
obszar powierzchniowo bezodpływowy (km <sup>2</sup> )	38,7	23,9	25,4	–
długość działu wodnego (km)	33,5	25,6	28,2	78,8
wskaźnik lesistości	0,79	0,64	0,80	0,14
wskaźnik jeziorności	0,016	0,008	0,039	0,023
<b>Ciek</b>				
długość (km)	9,0	6,7	6,25	37,8
wysokość źródła (m n. p. m.)	68,0	61,8	62,5	128,5
wysokość ujścia (m n. p. m.)	57,3	55,4	51,4	62,8
spadek (m)	10,7	6,4	11,1	65,7
spadek (‰)	1,19	0,95	1,78	1,74

ny subglacjalnej, rzeka ta włączyła jeziora: Wierzchoń, Brzózka, Gościąż i Mielec (fot. 3). W tej strefie jest też najintensywniej zasilana wodami gruntowymi dopływającymi z południa. Świadczą o tym ich linijne wypływy w południowym stoku misy jeziora Gościąż i Mielec (fot. 7). W części środkowej ciek został podpiętrzony groblą młyńską, obecnie przebudowaną na kontrolno-pomiarowy próg piętrzący (fot. 1). Efektem prawie 3-metrowego spiętrzenia jest niewielki zbiornik (długość 500 m, średnia szerokość 60 m, średnia głębokość około 1 m) i stabilizacja poziomu zwierciadła wody w jeziorach. W części ujściowej (na odcinku około 0,4 km długości) Ruda znajduje się pod wpływem cofki zbiornika włocławskiego, co prowadzi do okresowego wzrostu stanów wody. Spadki cieku są niewielkie i wynoszą od 0,05‰ w części jeziornej do 2,5‰ w górnym i dolnym biegu, przy średnim spadku wynoszącym 1,19‰ (ryc. 7).

Ruda podobnie jak i pozostałe cieki w północnej części kotliny nie była objęta dotąd stałymi badaniami hydrometrycznymi. Pojedyncze pomiary natężenia przepływu i obserwacje stanów wody wykonywane były w latach 70. przez Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN (Głazik 1978). Z wykonanych przez autora badań hydrologicznych wynika, że reżim hydrologiczny Rudy, jak i pozostałych cieków północnej części obszaru badań, charakteryzuje się gruntowo-deszczowo-śnieżnym zasilaniem. Wezbrania wiosenne i letnie są tutaj krótkie i niewielkie. Jest to uwarunkowane leśno-jeziornym charakterem zlewni (wskaźniki lesistości i jeziorności zlewni wynoszą odpowiednio 0,79 i 0,016), co wpływa na znaczące wyrównanie stanów i odpływu wody w ciągu całego roku.

#### Zlewnia Zuzanki

Zuzanka rozpoczyna swój bieg od wypływu z jeziora Telążna. W górnym biegu struga nieznacznie rozcinając płaską powierzchnię poziomu terasowego wykazuje niewielki spadek – 0,95‰ (ryc. 7). Wzrasta on jednak systematycznie w kierunku



Ryc. 7. Profile podłużne cieków w zachodniej części Kotliny Płockiej  
 Long profiles of the streams in the western part of the Plock Basin

ujścia (od 0,5 do 2,5‰). Dolny odcinek Zuzanki po spiętrzeniu Wisły włączony został w odpływ Kanału Głównego, który jest aktualnie jej przedłużeniem (fot. 8). Do tego miejsca długość cieku wynosi 6,7 km. Prawie na całej długości biegu Zuzanka przepływa przez obszar zmeliorowanych łąk i przyjmuje wodę z sieci rowów. Przyczynia się to w okresie wiosennym do szybkiego wzrostu stanów wody spowodowanych topnieniem pokrywy śnieżnej. W czasie letnich niżówek odpływ regulowany jest pracą dwóch zastawek znajdujących się w górnym i środkowym odcinku strugi (w okresie badań zabiegi te nie były wykonywane). Wyniki pomiarów natężenia przepływu wykazały, że Zuzanka wykazuje trwały związek z wodami podziemnymi. Większa zmienność przepływów Zuzanki w porównaniu z Rudą wynika z mniejszych możliwości retencjonowania wody. Płytkie położenie zwierciadła wody gruntowej, trudniej przepuszczalne osady mułkowe, sieć melioracyjna i mniejsza lesistość w północnej części zlewni wpływają na przyspieszenie odpływu powierzchniowego. Z kolei niewielka objętość jeziora Telążna nie sprzyja większej retencji dopływających z południowej części zlewni wód gruntowych.

### Zlewnia Rybnicy

Położona w bezpośrednim sąsiedztwie Włocławka zlewnia Rybnicy jest w największym stopniu przekształcona wykonywanymi w różnych okresach pracami hydrotechnicznymi (Gierszewski, Glazik 1996). W ich efekcie, jak również w wyniku położenia znacznej części zlewni w zasięgu oddziaływania leja depresyjnego związanego z ujęciem wód gruntowych dla Włocławka, powierzchnia zlewni podziemnej zmniejszyła się prawdopodobnie z 36,2 do 7,6 km<sup>2</sup>. Natomiast górna część zlewni z jeziorami Wójtowskim, Widoń i Wikaryjskim przekształciła się w endoreiczny obszar bezodpływowy. Długość koryta uległa skróceniu z 15,2 do 6,2 km i zwiększył się jego spadek w odcinku ujściowym (ryc. 7). Obecne źródła Rybnicy to niewielkie wypływy wód gruntowych położone na zachód od Jeziora Radyszyńskiego (ryc. 3). Na tym odcinku spadek cieku wynosi 3,1‰. Poniżej, w związku z występowaniem jezior, osiąga on wartość 0,26‰ (ryc. 7). Misy jezior Radyszyn, Łąki i Rybnica przejmując część napływającej z południa wody gruntowej stanowią główne źródła zasilania cieku (fot. 5). Na wypływie strugi z jeziora Rybnica znajduje się zastawka stabilizująca poziom wody. Ze względu na zmiany spowodowane pracami hydrotechnicznymi oraz małe wcięcie koryta w powierzchnię poziomu terasowego ciek ma charakter infiltrujący. Skutkiem tego jest zanik związku hydraulicznego wód Rybnicy z wodami podziemnymi (Lencewicz 1929; Glazik 1978). Odzwierciedleniem deficytu wody w zlewni jest okresowe wysychanie cieku poniżej jeziora Rybnica (ryc. 6).

Rybnica, podobnie jak opisane wyżej cieki, zasilana jest głównie wodami gruntowymi. Roztopy i dłuższe okresy deszczowe bardzo słabo zaznaczają się w przebiegu odpływu. Wpływa na to duży, w stosunku do powierzchni zlewni, udział jezior i mokradł (wskaźnik jeziorności – 0,039) oraz powierzchni leśnych (wskaźnik lesistości – 0,80), które sprzyjają okresowej retencji nadwyżek wody.

## Zlewnia Kanału Głównego

Kanał Główny został wybudowany w latach 1963–1967. Jest to najbardziej na północ wysunięta jednostka hydrograficzna obszaru badań (ryc. 3, fot. 8). Jego zadaniem jest przechwytywanie wód infiltrujących ze zbiornika oraz dopływających z obszaru pradoliny. W skład jego zlewni wchodzi zlewnie częściowe Zuzanki i Rybnicy. Przed wybudowaniem zbiornika ciek te uchodziły do Wisły, a obecnie stanowią jego lewobrzeżne dopływy. Powierzchnia zlewni kanału (z wyłączeniem zlewni częściowych Zuzanki i Rybnicy) wynosi 30,6 km<sup>2</sup> (Głazik 1978). Aktualnie górna część kanału stanowi przedłużenie Zuzanki. Od połączenia się z Zuzanką jego długość wynosi 11,7 km, przy średnim spadku około 0,8‰. Odpływ wody w Kanale Głównym jest praktycznie niezależny od przebiegu warunków pogodowych oraz dopływu wód z obszaru pradoliny. Badania R. Głazika (1995) wykazały, że średnio 68% wód odpływających kanałem pochodzi z infiltracji ze zbiornika. Stosunek udziału wody infiltracyjnej może się zmieniać na korzyść dopływu ze zlewni hydrologicznej w czasie zwiększonego zasilania, np. podczas roztopów. W okresach małego dopływu ze zlewni hydrologicznej, najczęściej w sezonie letnim, wzrasta udział wód infiltracyjnych ze zbiornika. Zakres tych zmian jest niewielki i zawiera się w przedziale ±10%.

## Zlewnia Rakutówki

Powierzchnia zlewni Rakutówki wynosi 260 km<sup>2</sup>, z czego w granicach Kotliny Płockiej znajduje się około 90 km<sup>2</sup>. Obszar źródłkowy Rakutówki (lewy dopływ Wisły IV rzędu) położony jest na Wysoczyźnie Kujawskiej w okolicach Kanibrodu (na wschód od Lubienia Kujawskiego). Po przepłynięciu około 11 km rzeka wkracza w obszar Kotliny Płockiej. Na tym odcinku jej spadek wynosi 3,9‰ (ryc. 7). Poniżej, na odcinku 25 km rzeka płynie płaskim, przeważnie zatorfionym obniżeniem w równinie jeziornej i przepływając przez Jezioro Rakutowskie uchodzi do Lubienki (ryc. 3). Spadki cieku w tej części są niewielkie i wynoszą 0,6‰ (ryc. 7). Znaczna część zlewni położonej w kotlinie odwadniana jest gęstą siecią rowów melioracyjnych. Okresowo odprowadzana za ich pośrednictwem woda zasila Rakutówkę głównie w czasie wiosennych roztopów. Przeprowadzane prace melioracyjne oraz skanalizowanie Rakutówki polegające na wyprostowaniu i pogłębieniu koryta doprowadziły do obniżenia poziomu wody gruntowej. Głównym dopływem Rakutówki, poza licznymi rowami melioracyjnymi, jest ciek płynący od okolic Gostynina, który po przepłynięciu przez jeziora Przymotne i Trzebowskie wpada do niej w okolicy miejscowości Kolonia Dębowo (ryc. 3).

W przypadku Rakutówki dane hydrologiczne są znacznie bogatsze niż dla pozostałych cieków. Funkcjonowały tu bowiem w różnych okresach profile wodowskazowe IMGW w Rakutowie i Warzachewce. Z analizy danych IMGW oraz pomiarów własnych wynika, że przepływy w dolnym odcinku Rakutówki są regulowane pracą zastawki usytuowanej na wypływie rzeki z Jeziora Rakutowskiego (ryc. 3 – pkt. Rk 1, fot. 6). Regulowanie odpływu polega na zatrzymaniu wody w jeziorze w okresie od lata do zimy. Po uzupełnieniu w sezonie jesienno-zimowym letnich niedoborów wody

w jeziorze jej nadmiar spuszcza się do rzeki. Takie funkcjonowanie zastawki sprawia, że przepływy w dolnym odcinku cieku są bardzo zróżnicowane, a na pewnych jej odcinkach w okresach posuchy dochodzi nawet do zaniku odpływu. Wielkości przepływów w poszczególnych półroczach charakteryzują się dużym zróżnicowaniem. Znacznie wyższe są one w okresie zimowo-wiosennym, kiedy to duże ilości wody roztopowej i opadowej spływają powierzchniowo z wysoczyzny i następnie siecią rowów melioracyjnych zasilają rzekę. Występujące w tym czasie wezbrania związane są z upustem wody z jeziora. Dla półrocza letniego charakterystyczne są natomiast niedobory wody związane ze znacznym parowaniem z dużej powierzchni Jeziora Rakutowskiego oraz rozległych obszarów łąk i torfowisk. Wykonane w profilu podłużnym rzeki pomiary natężenia przepływu wykazały, że skutkiem przeprowadzonych prac melioracyjnych i regulacyjnych jest infiltracja wody w dno koryta na odcinku rzeki poniżej jeziora. Na pewnych odcinkach straty wody dochodziły do około 25%.

W związku ze słabym rozwinięciem sieci rzecznej ważnym elementem hydrograficznym Kotliny Płockiej są jeziora. Współczynnik jeziorności, wynoszący około 3%, zadecydował o nazwaniu tego obszaru Pojezierzem Gostynińsko-Włocławskim. Pierwsze badania jezior gostynińsko-włocławskich przeprowadził S. Lencewicz (1929). Wyróżnił on tu 63 jeziora (o powierzchni przekraczającej 1 hektar) o łącznej powierzchni 19,4 km<sup>2</sup> i objętości 69,7 mln m<sup>3</sup>. Z tej liczby, w granicach opracowywanego obszaru położonych jest 41 jezior o powierzchni 9,3 km<sup>2</sup> i pojemności 21,8 mln m<sup>3</sup>, co stanowi odpowiednio 48,3 i 31,2% wszystkich jezior Kotliny Płockiej. Porównanie pojemności jezior i wielkości powierzchniowego odpływu wody z badanych zlewni wskazuje, że ich objętość przewyższa odpływ o blisko 30%. Zdecydowaną większość jezior położonych w tej części Kotliny Płockiej zaklasyfikować należy do jezior bar-

T a b e l a 3. Podział jezior zachodniej części Kotliny Płockiej pod względem powierzchni i głębokości maksymalnej (wg kryteriów B. B. Bogosławskiego 1960) na podstawie danych S. Lencewicza (1929) i A. Choińskiego (1992)

Classification of the lakes of the western part of the Płock Basin according to their area and maximum depth (following the B. B. Bogosławski's criteria 1960) on the basis of the S. Lencewicz (1929) and A. Choiński's (1992) data

	Ruda	Zuzanka	Rybница	Raku-tówka	Łącznie	
	liczba jezior w zlewni				liczba jezior	%
<b>powierzchnia (ha)</b>						
bardzo małe do 20	3	4	8	15	30	73,2
małe 20–50	2	1	2	3	8	19,5
średnie 50–100	–	–	1	1	2	4,9
duże 100–500	–	–	–	1	1	2,4
<b>głębokość maksymalna (m)</b>						
płytkie do 5	3	4	5	13	25	61,0
średnio głębokie 5–10	–	1	4	6	11	26,8
głębokie 10–20	1	–	2	1	4	9,8



dzo małych i małych, a pod względem głębokości maksymalnej – do płytkich i średnio głębokich (tab. 3). Podane w tabeli wartości są w znacznej części przypadków zdezaktualizowane (brak nowych pomiarów batymetrycznych). Jest to spowodowane szczególnie intensywnie przebiegającym procesem zanikania jezior na obszarze Pojezierza Wielkopolsko-Kujawskiego, w skład którego wchodzi również omawiany region (Choiński, Jańczak 1993).

Pomimo tego, że jeziora Kotliny Płockiej nie są zbyt duże, to ich włączenie (w większości przypadków) w odpływ rzeczny powoduje, że spełniają one ważną rolę w kształtowaniu reżimu hydrologicznego i hydrochemicznego. Wyraża się ona przede wszystkim w dużych zdolnościach do akumulowania energii i masy w ścisłym powiązaniu z warunkami naturalnymi zlewni (Lange 1985; Choiński 1995). Właściwości retencyjne jezior przyczyniają się zarówno do zmiany warunków odpływu wody, jak i transformacji jej składu chemicznego. Retencja jeziorna wpływa na wyrównanie odpływu rocznego i łagodniejszy przebieg wezbrań (Paślawski 1996). Cechy chemiczne wód podziemnych, stanowiących główne źródło zasilania zlewni na obszarach pojezierzy, włączone w fazę obiegu jeziornego podlegają znacznej transformacji. Dokonuje się ona w efekcie szeregu przemian chemicznych i biochemicznych składających się na procesy związane z produkcją pierwotną jeziora. Część substancji chemicznych wyłączona zostaje okresowo bądź na trwałe z obiegu (sedymentacja), co w konsekwencji prowadzi do niższej mineralizacji wód odpływających ze zlewni jeziornych. Ma to, w połączeniu z retencją wody, poważny wpływ na wielkość odpływu jonowego ze zlewni, tym bardziej, że udział wód jeziornych w odpływie całkowitym jest znaczący. W przypadku zlewni jeziornych Pojezierza Kaszubskiego stanowi on według E. Okulanisa (1985) blisko 60%.

Na aktualne zasoby i jakość wód powierzchniowych w zachodniej części Kotliny Płockiej znaczny wpływ ma gospodarka wodna. Melioracje, regulacja cieków, stabilizacja poziomu wody w jeziorach, ujęcia wód podziemnych oraz gospodarka wodno-ściekowa odgrywają w tym wypadku największą rolę.

Szczególnie duże zmiany hydrograficzne zasły w północno-zachodniej części badanego obszaru. Związane są one z oddziaływaniem ujęcia wód podziemnych „Krzywe Błoto” we Włocławku oraz funkcjonowaniem stopnia wodnego na Wiśle. Intensywnie pogłębiający się w ostatnich latach lej depresyjny ujęcia wody „Krzywe Błoto” (Celmer i in. 1986) objął swoim zasięgiem zlewnię Rybnicy. Spowodował on między innymi gwałtowne obniżanie się poziomu jezior w tej zlewni. Z porównania danych morfometryczno-batygraficznych Jeziora Wikaryjskiego z lat 20. (Lencewicz 1929) oraz pomiarów wykonanych przez Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN w 1994 roku wynika, że rzędna zwierciadła wody obniżyła się o około 1,5 m. W okresie tych prawie siedemdziesięciu lat powierzchnia jeziora zmniejszyła się o 22,8%, a objętość o 44,4%. Średnie tempo zmniejszania się powierzchni jeziora wynosiło więc 0,35% rocznie. W różnych okresach było ono jednak inne i tak w latach 1928–1975 przyjmowało wartość 0,27%, a w latach od 1975 do 1994 wzrosło do 0,61%. Dla porównania określone przez Choińskiego i Jańczaka (1993) średnie tempo zaniku jezior wielkopolsko-kujawskich dochodziło do 0,15% rocznie. Wzrost degradacji zasobów wodnych Jeziora Wikaryjskiego spowodowany został zwiększoną eks-

ploatacją wód podziemnych. Również inne jeziora w tej zlewni znacznie zmniejszyły swoje powierzchnie: Widoń o 40%, Radyszyńskie o 20% i utraciły połączenia. Odpływ powierzchniowy z Jeziora Wikaryjskiego przestał funkcjonować już w roku 1983.

Bezpośrednie sąsiedztwo wielkiej budowli hydrotechnicznej, jaką jest stopień piętrzący na Wiśle, przyczyniło się również do znacznych zmian stosunków wodnych w tej części kotliny. Spowodowały je przede wszystkim prace melioracyjne związane z odwodnieniem przylegających do zbiornika terenów depresyjnych. Wybudowanie Kanału Głównego, skanalizowanie dolnych odcinków Rybnicy i Zuzanki oraz powstanie sieci rowów melioracyjnych doprowadziło do obniżenia poziomu wód podziemnych i tym samym przesuszenia terenów w odległości do 1 kilometra na południe od kanału. To z kolei uaktywniło procesy infiltracji w podłoże wód płynących ciekami (Rybnica). W innych częściach strefy przyzbiornikowej obserwowany jest proces odwrotny – podtopienie terenu w wyniku infiltracji wód z Wisły (Dobiegniewo, Dąb, Skoki).

Wpływ prac melioracyjnych zaznaczył się także w innych częściach badanego obszaru. W zlewniach Rakutowki i Zuzanki osuszone zostały znaczne powierzchnie użytków zielonych. Odwodniono podmokłe obniżenia terenu (Mursk), włączono do sieci rzecznej bezodpływowe zagłębienia i jeziora (jeziora: Chrapka, Czarne, Dziezionek, Wójtowskie Małe), wyprostowano i pogłębiono koryta głównych cieków (Rakutowka, Zuzanka). W efekcie melioracji odwadniających, a także likwidacji młynów wodnych na Rudzie, Rybnicy, Rakutowce oraz dewastacji urządzeń piętrzących na ciekach (zastawki), nastąpiło znaczne obniżenie poziomu wód podziemnych i jezior.

W ostatnich latach podjęte zostały działania mające zapobiec tym negatywnym zjawiskom. Odbudowuje się dawne i buduje nowe urządzenia piętrzące, regulujące odpływ oraz stabilizujące poziom wody w jeziorach. Jako przykład można podać przelew na Rudzie (fot. 1) oraz zastawki na Zuzance i Rakutowce (fot. 6). Zabiegi te przyczyniają się do łagodzenia deficytu wody oraz zwiększania retencji zlewni.

Ze względu na słabo rozwinięte osadnictwo oddziaływanie gospodarki na jakość wód jest w znacznym stopniu ograniczone (*Raport o stanie środowiska przyrodniczego...* WIOS 1994). Pewien, trudny do precyzyjnej oceny, wpływ odgrywać mogą jedynie zanieczyszczenia pochodzące ze źródeł rozproszonych (indywidualne gospodarstwa rolne i zabudowa letniskowa). W graniczących z obszarem badań miejscowościach Kowal, Baruchowo, Patrów (zlewnia Rakutowki) funkcjonują mechaniczno-biologiczne oczyszczalnie ścieków, które w znacznym stopniu redukują ładunek odprowadzanych zanieczyszczeń.

#### 2.4. STRUKTURA UŻYTKOWANIA ZIEMI

Słabe gleby oraz niekorzystne warunki wodne sprawiają, że znaczną część Kotliny Płockiej zajmują lasy (ryc. 8). Występują one przede wszystkim w centralnej i północnej części obszaru badań, gdzie zajmują powierzchnię od 65% w zlewni Zuzanki



Fot. 1. Przelew kontrolno-pomiarowy na strudze Ruda  
The control-measurement weir on stream Ruda



Fot. 2. Pagórek wydmy w okolicach Przyborowa (zlewnia Rakutówki)  
The dune hummock in the Przyborów vicinity (the Rakutówka catchment area)  
<http://rcin.org.pl>



Fot. 3. Zespół jezior „Na Jazach” (zlewnia Rudy)  
The „Na Jazach” lake complex (the Ruda catchment basin)



Fot. 4. Struga Ruda poniżej przelewu kontrolno-pomiarowego  
The Ruda stream below the control-measurement weir  
<http://rcin.org.pl>



Fot. 5. Struga Rybnica, poniżej jeziora Łąki  
The Rybnica stream, below the Łąki lake



Fot. 6. Zastawka na wypływie Rakutówki z jeziora w czasie upustu wody  
The weir on the Rakutówka outflow from the lake during water sluice  
<http://rcin.org.pl>



Fot. 7. Wyływ wód gruntowych, południowy brzeg Jeziora Gościąż  
Groundwater outflow, the southern bank of the Gościąż lake



Fot. 8. Struga Zuzanka, uregulowany dolny odcinek w miejscowości Mostki  
The Zuzanka stream the regulated lower section in Mostki locality

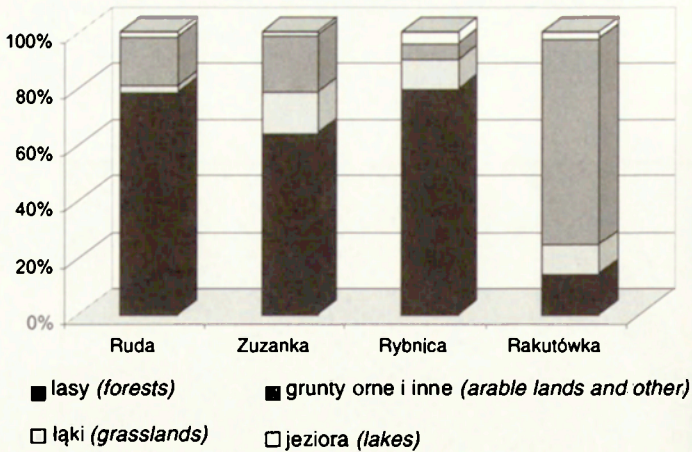


Ryc. 8. Szkic użytkowania ziemi w zachodniej części Kotliny Płockiej

1 – wody, 2 – lasy iglaste, 3 – lasy liściaste, 4 – użytki zielone, 5 – grunty orne, 6 – obszary zabudowane

Land use pattern in the western part of the Plock Basin

1 – waters, 2 – coniferous forests, 3 – deciduous forests, 4 – grassland, 5 – arable land, 6 – build-up areas



Ryc. 9. Struktura użytkowania ziemi w zlewniach zachodniej części Kotliny Płockiej  
Structure of land use in the catchment areas in the western part of the Płock Basin

do około 80% w zlewni Rudy (ryc. 9). W zlewni Rakutówki, położonej w południowej części kotliny, odsetek lasów jest zdecydowanie niższy i wynosi około 14%. Zwarte kompleksy leśne występują tutaj w otoczeniu Jeziora Rakutowskiego oraz w okolicach jeziora Przytomne. W wysoczyznowej części zlewni lasy zajmują niewielkie powierzchnie w okolicach Grodna. Dominującym typem lasu w Kotlinie Płockiej jest bór świeży oraz suchy z przewagą sosny i niewielką domieszką brzozy (90%). W podszyciu lasu najczęściej spotykany jest jałowiec i kruszyna. Są to przeważnie drzewostany jednogatunkowe i jednopiętrowe. Urozmaicenie lasów sosnowych stanowią, występujące w okolicach Jeziora Wikaryjskiego i jezior Wójtowskich (zlewnia Rybnicy), grądy lipowe oraz olsy i olsy jesionowe. Olsy rozwinęły się na glebach organicznych o wysokim poziomie wód gruntowych i występują w pobliżu jezior oraz w obszarach bagiennych zlewni Rakutówki (okolice Kłótina) (Załuski, Cyzman 1994).

O znaczącym wpływie powierzchni leśnych na przebieg stosunków hydrologicznych pisało wielu autorów (m. in.: Dębski 1951; Bac 1965, 1968; Król, Soczyńska 1989; Tyszka 1985, 1995; Gutry-Korycka 1993). Z prac tych wynika, że las słabo oddziałuje na wielkość opadów i odpływu. Spełnia jednak funkcję dobrego regulatora odpływu redukując nadwyżki wody poprzez zwiększoną ewapotranspirację i wzbogacenie zasobów wód podziemnych, co w rezultacie przejawia się rozłożeniem odpływu w czasie. Retencja wody w obszarach leśnych powoduje spowolnienie obiegu wody w zlewni i łagodzi przebieg wezbrań. Zwiększają się natomiast przepływy zwyczajne i niżówkowe. Widoczne jest to szczególnie w półroczu letnim oraz w okresach długotrwałych susz, kiedy to często występują przyrosty współczynnika odpływu (Tyszka 1995). Stopień oddziaływania lasu na stan zasobów wodnych zależy od struktury wiekowej i gatunkowej drzewostanów. Wpływa ona na głębokość zalegania zwierciadła wody podziemnej (Suliński 1990). Ma to szczególne znaczenie w przypadku



zlewni zasilanych głównie przez dopływ podziemny. Głębokość występowania wody podziemnej w obszarach leśnych wynika z wielkości intercepcji i transpiracji szaty roślinnej oraz parowania z powierzchni terenu. Te zmienne w czasie czynniki zależą od typu i wieku lasu oraz prowadzonej gospodarki leśnej (wyrąb, nasadzenia). Zmieniające się stosunki wodne wraz ze wzrostem lasu przyczyniają się na przemian do podnoszenia lub obniżania się poziomu wód podziemnych. Wahania te mogą wynosić nawet 1 metr (Suliński 1990). Wobec powyższego należy stwierdzić, że struktura wiekowa drzewostanów jest ważnym czynnikiem wpływającym na zdolności retencyjne gruntów i całkowity odpływ ze zlewni, szczególnie w przypadku małych zlewni nizinnych położonych na glebach hydrogenicznym.

Znanym faktem jest również oddziaływanie lasów na przebieg procesów hydrochemicznych w zlewniach (Likens i in. 1977; Swank 1986). Kompleksy leśne już na poziomie koron drzew wpływają na zatrzymanie części ładunku substancji chemicznych wprowadzonych do zlewni przez opady atmosferyczne. Dalsze przemiany zachodzą w ściółce i kompleksie sorpcyjnym gleby leśnej, gdzie ma miejsce uwalnianie bądź zatrzymywanie określonych jonów. W efekcie tych procesów obserwowany jest niższy stopień zmineralizowania wód powierzchniowych w zlewniach o dużym udziale lasów.

Około 30% obszaru zachodniej części Kotliny Płockiej zajmują użytki rolne (grunty orne, łąki i pastwiska) (ryc. 8). Grunty orne występują głównie na glebach piaszczystych i organicznych należących do niskich klas bonitacyjnych. Są one zlokalizowane w północnej części kotliny oraz w części południowej graniczącej z wysoczyzną. W zlewniach Zuzanki i Rakutowki istotny odsetek (10–14%) użytków stanowią łąki (ryc. 9). Ekstensywna gospodarka rolna nie wpływa w istotny sposób na zmiany składu chemicznego wód. Jedynie melioracje rolne przyczyniają się lokalnie do zmniejszenia retencji i przyspieszenia odpływu. Sytuacja ta odnosi się jednak tylko do północnej części obszaru badań. W zlewni Rakutowki, obejmującej również obszar wysoczyzny, wpływ gospodarki rolnej zaznacza się w większym stopniu. Dobrej jakości gleby oraz wysoki poziom kultury rolnej sprzyjają intensywnej produkcji rolnej, której towarzyszy w okresie wegetacyjnym deficyt wody, oraz jej zanieczyszczenie substancjami biogennymi pochodzącymi z nawożenia.

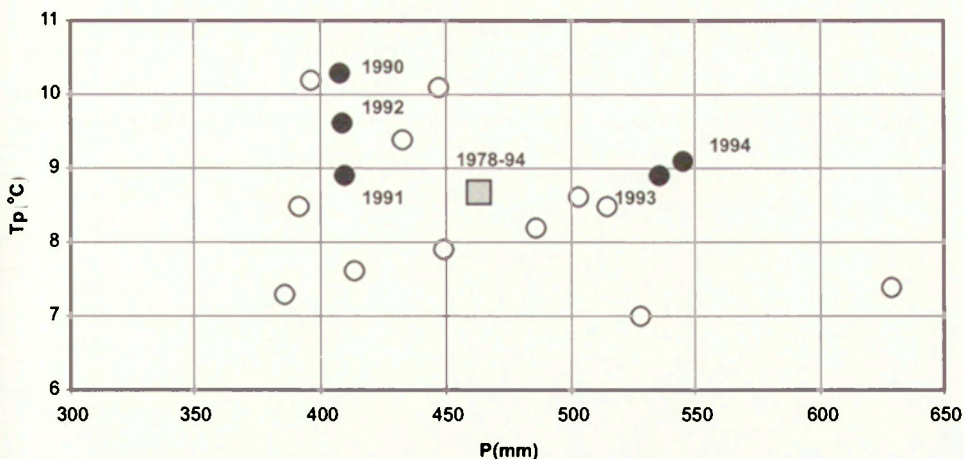
### 3. HYDROKLIMATYCZNA CHARAKTERYSTYKA OKRESU BADAŃ

#### 3.1. PRZEBIEG WARUNKÓW POGODOWYCH

Warunki pogodowe, a w szczególności temperatura powietrza i opady atmosferyczne, w zasadniczy sposób wpływają na skalę i tempo procesów hydrologicznych i hydrochemicznych. Decydują o ilości odpływającej wody oraz masie wyniesionego materiału rozpuszczonego ze zlewni, a tym samym wpływają na natężenie procesów denudacyjnych. Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza i sumy opadów atmosferycznych zarejestrowanych na stacji w Dobiegniewie w okresie od 1978 do 1994 roku wskazują, że analizowane pięciolecie charakteryzowało się dwoma różnymi typami przebiegu warunków pogodowych. Lata hydrologiczne 1990–1992 cechowały się niskimi opadami, natomiast w roku 1993 i 1994 zanotowano wyższe opady w porównaniu ze średnią wieloletnią. W obu przypadkach średnia temperatura powietrza była większa od wartości wieloletniej (ryc. 10).

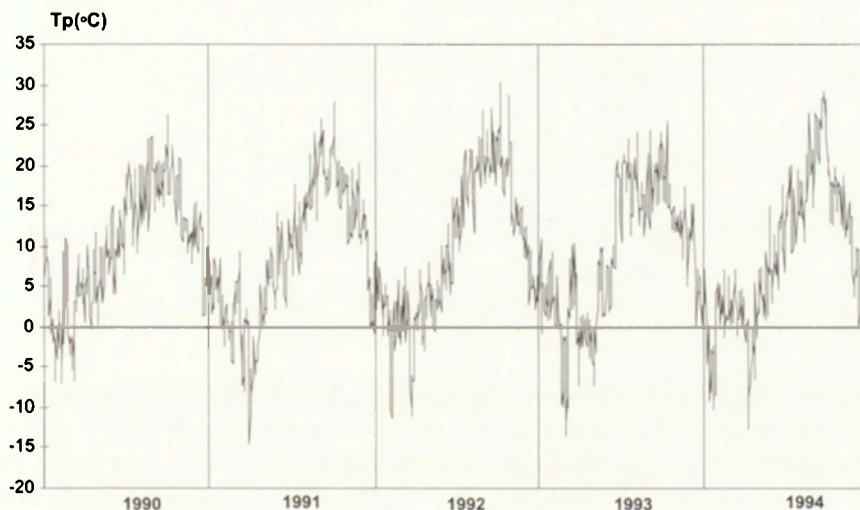
W przebiegu temperatury powietrza szczególną uwagę zwraca jej zmienność w okresie zimy (ryc. 11). W jej trakcie pojawiały się zazwyczaj dwa okresy chłodne przedzielone ociepleniem i związaną z nim odwilżą. Przyczyniało się to do okresowego wzrostu aktywności procesów denudacji chemicznej. Zasadniczo zimy analizowanych lat charakteryzowały się łagodnym przebiegiem. Średnia temperatura półroczy zimowych wynosiła od 2,2°C w 1994 roku do 5,1°C w 1990 roku i była wyższa od średniej wieloletniej (tab. 4). Również średnią temperaturę minimalną dla poszczególnych zim należy uznać za wysoką. Konsekwencją takiego przebiegu pogody był krótki, bo wynoszący od 23 do 34 dni w poszczególnych latach, czas zalegania pokrywy śnieżnej (ryc. 12). Nieciągły okres zalegania pokrywy śnieżnej związany z powtarzającymi się odwilżami oraz nieznaczna jej grubość, wynosząca zazwyczaj kilka centymetrów (maksymalnie do 20 cm), nie miały znaczącego wpływu na przebieg procesów hydrologicznych. Jest to szczególnie istotne jeśli uwzględni się, że pokrywa śnieżna stanowi jedno z ważniejszych źródeł odnawiania zasobów wodnych. Warunki termiczne półroczy letnich zbliżone były do przeciętnych. W porównaniu z wartościami wieloletnimi nieco cieplejsze były półrocza letnie roku 1992 i 1994 (tab. 4). Wynika z tego, że wysoka średnia roczna temperatura powietrza w analizowanych latach była efektem ciepłych zim.

Jeszcze większe zróżnicowanie charakterystyczne było dla rozkładu opadów atmosferycznych w poszczególnych latach. Wyraźnie zaznaczyły się trzy lata suche i dwa z opadami wyższymi od przeciętnych (ryc. 13). Wyższe sumy opadów występowały



Ryc. 10. Warunki pluwiotermiczne w okresie badań na tle wielolecia 1978–1994 (na podstawie danych ze stacji w Dobiegniewie);  $T_p$  – średnia roczna temperatura powietrza,  $P$  – roczna suma opadów atmosferycznych

Pluvial and thermal conditions during the research period compared to multi-annual values from 1978–1994 (on the basis of the data from the Dobiegniewo field station);  $T_p$  – mean annual air temperature,  $P$  – annual rainfall



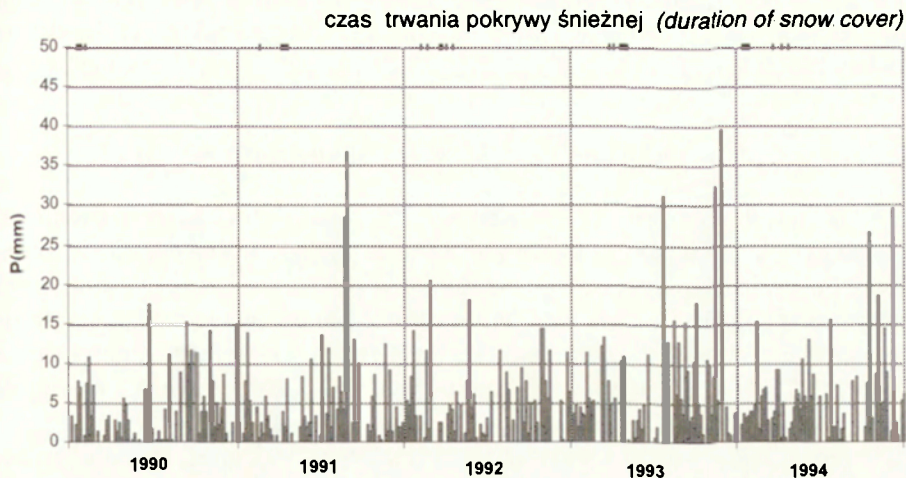
Ryc. 11. Przebieg dobowej temperatury powietrza w Dobiegniewie w latach hydrologicznych 1990–1994  
Daily air temperature course in Dobiegniewo in the hydrological years 1990–1994

zawsze w półroczu letnim. Jego udział w ogólnej sumie opadów różnił się w kolejnych latach i wynosił od 50,8 do 63,3%. Szczególnie zrównoważony w tym względzie był rok 1992, w którym panowała umiarkowanie wilgotna zima i suche lato. Również w najbardziej wilgotnym 1994 roku przewaga półroczu letniego w ogólnej sumie opadów wynosiła zaledwie 1,4%. Wpłynęły na to wilgotne miesiące zimowo-wiosen-

T a b e l a 4. Wybrane elementy meteorologiczne z lat hydrologicznych 1990–1994 na tle wielolecia 1978–1994 (na podstawie danych ze stacji terenowej IGiPZ PAN w Dobięgniewie)  
 Chosen meteorological parameters from the hydrological years 1990–1994 compared to the data from 1978–1994 period (on the basis of the data from the IGiPZ PAN field station in Dobięgniewo)

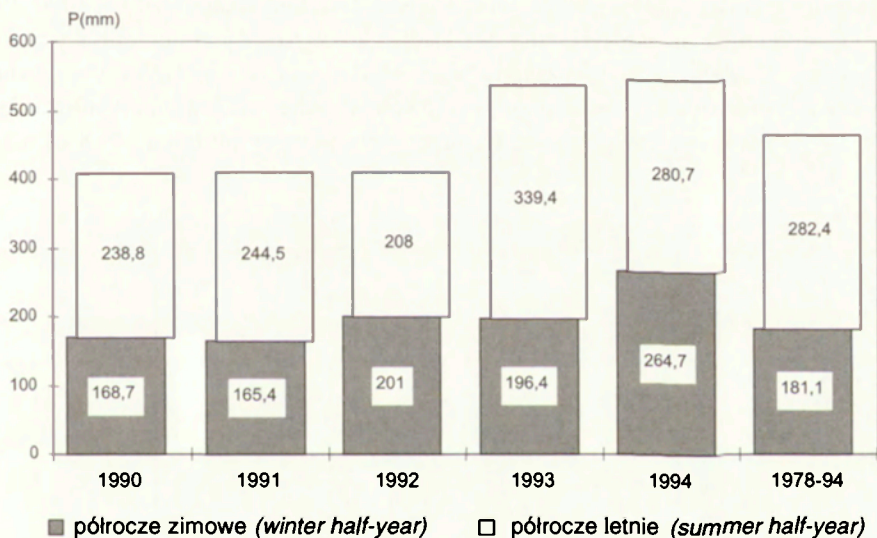
	Suma opadów (mm)	Temperatura powietrza		
		śr. min (°C)	średnia (°C)	śr. max (°C)
rok 1990				
XI–IV	168.7	0,7	5,1	8,0
V–X	238.8	9,6	15,5	19,8
rok	407.5	5,1	10,3	13,9
rok 1991				
XI–IV	165.4	–0,8	2,6	5,4
V–X	244,5	9,2	15,2	19,4
rok	409,9	4,2	8,9	12,4
rok 1992				
XI–IV	201,0	–0,6	2,9	6,0
V–X	208,0	9,8	16,3	20,8
rok	409,0	4,6	9,6	13,4
rok 1993				
XI–IV	196,4	–0,8	2,7	5,7
V–X	339,4	9,4	15,1	19,2
rok	535,8	4,3	8,9	12,4
rok 1994				
XI–IV	264,7	–1,0	2,2	5,2
V–X	280,7	9,7	16,0	20,3
rok	545,4	4,4	9,1	12,7
wielolecie 1978–1994				
XI–IV	181,1	–1,5	2,0	5,0
V–X	282,4	9,6	15,4	19,6
rok	463,5	4,0	8,7	12,3

ne oraz wyjątkowo suchy czerwiec i lipiec. Największy udział w opadach miało półrocze letnie roku 1993. Stało się tak za sprawą deszczowego lata (maj – wrzesień), a szczególnie września, kiedy to dwa ulewne deszcze (11.09. – 32,3 mm i 27.09. – 39,5 mm) dały 62% opadu miesięcznego. W całym okresie badań wystąpiło 569 dni z opadem, o sumie wynoszącej 2310,6 mm. W poszczególnych latach wystąpiła podobna liczba dni z opadem, która wynosiła 104 dni w 1992 roku i 131 dni w 1994 roku. Opadów ulewnych o wydajności ponad 20 mm zarejestrowano tylko siedem (ryc. 12). Dały one jednak aż 224,3 mm opadu, co stanowi 9,7% sumy ogólnej opadów w pięcioleciu 1990–1995. W bardziej wilgotnych latach 1993 i 1994 takie opady wystąpiły pięć razy, dając odpowiednio 19,1 i 10,3% sumy rocznej. Uwzględniając krótkotrwały i stosunkowo mały efekt hydrologiczny wywołany opadami ulewnymi na obszarach zbudowanych z gruntów dobrze przepuszczalnych należy uznać, że również i te wilgotne lata charakteryzowały się deficytem wody opadowej.



Ryc. 12. Rozkład dobowych sum opadów atmosferycznych i czasu trwania pokrywy śnieżnej w Dobiegniewie w latach hydrologicznych 1990–1994

Distribution of daily rainfall and duration of snow cover in Dobiegniewo in the hydrological years 1990–1994



Ryc. 13. Sezonowa i roczna zmienność sum opadów atmosferycznych

Seasonal and annual variation of rainfall

Podsumowując należy stwierdzić, że analizowane pięciolecie charakteryzowało się ciepłymi, bezśnieżnymi zimami. Nieco wyższe od przeciętnych temperatury powietrza występowały w sezonach letnich. Z wyjątkiem roku 1993 niższe w tym okresie były natomiast sumy opadów atmosferycznych. W efekcie takiego przebiegu pogody w la-

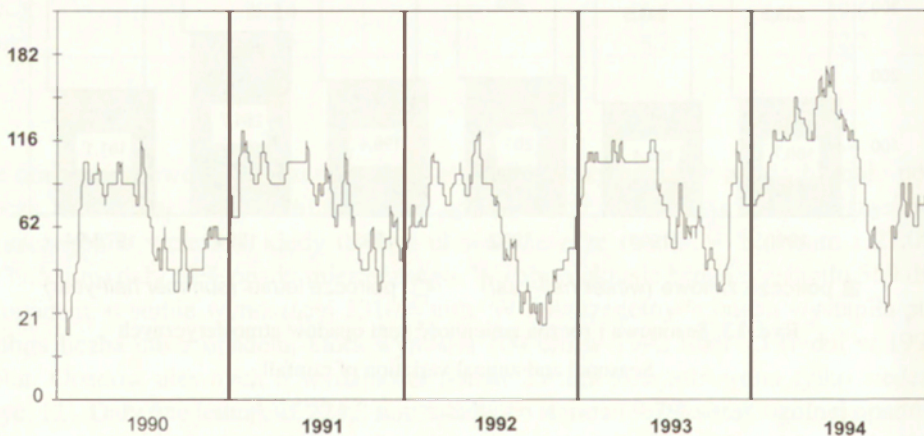
tach 1990–1994 zaznaczył się odczuwalny deficyt zasobów wodnych, co znalazło odzwierciedlenie w przebiegu i natężeniu procesów hydrologicznych w zlewniach Kotliny Płockiej.

### 3.2. PRZEBIEG ZJAWISK HYDROLOGICZNYCH

Brak stałych pomiarów hydrometrycznych na badanych ciekach spowodował, że charakterystyka warunków odpływu wody została opracowana na podstawie własnych pomiarów. Najpełniejsze dane zgromadzone zostały dla rzeki Rudy w profilu hydrometrycznym zlokalizowanym na progu kontrolno-pomiarowym, zamykającym zlewnię o powierzchni 53,2 km<sup>2</sup> (ryc 3. – pkt. Ru 8, fot. 1). Codzienne wartości natężenia przepływu Rudy stanowią również materiał wyjściowy dla porównań z innymi zlewniami.

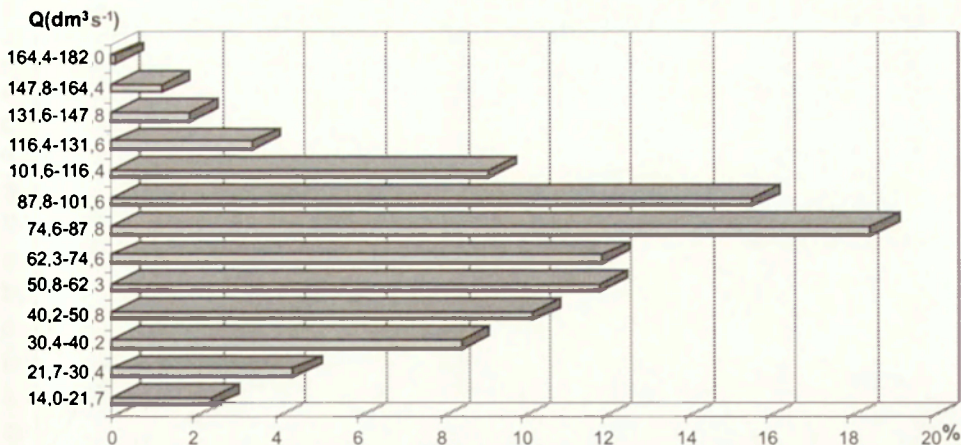
Przepływy Rudy w latach hydrologicznych 1990–1994 mieściły się w granicach od 14,0 do 173,2 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (ryc. 14), przy średniej za 5-lecie wynoszącej 77,1 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. Podobne wielkości przepływów, wynoszące od 139,4 do 193,4 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, w tym samym profilu pomiarowym otrzymał R. Głazik (1978) wykonując pojedyncze pomiary w latach 1971–1973. Również i ten okres charakteryzował się niskimi sumami opadów atmosferycznych. Wskazuje to na znaczną stabilność przebiegu odpływu w tej zlewni. Z wykresu częstości trwania przepływów Rudy w latach hydrologicznych 1990–1994 (ryc. 15) wynika, że najczęściej, bo przez 18,6% dni, występowały przepływy od 74,6 do 87,8 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. Zakresowi temu odpowiada średni przepływ wieloletni. Uwzględniając wielkości przepływów z sąsiednich przedziałów, okres ich trwania wydłuża się aż do 46,2% dni. Więcej dni przypada na przepływy poniżej średnich (49,8%) niż na

Q (dm<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>)



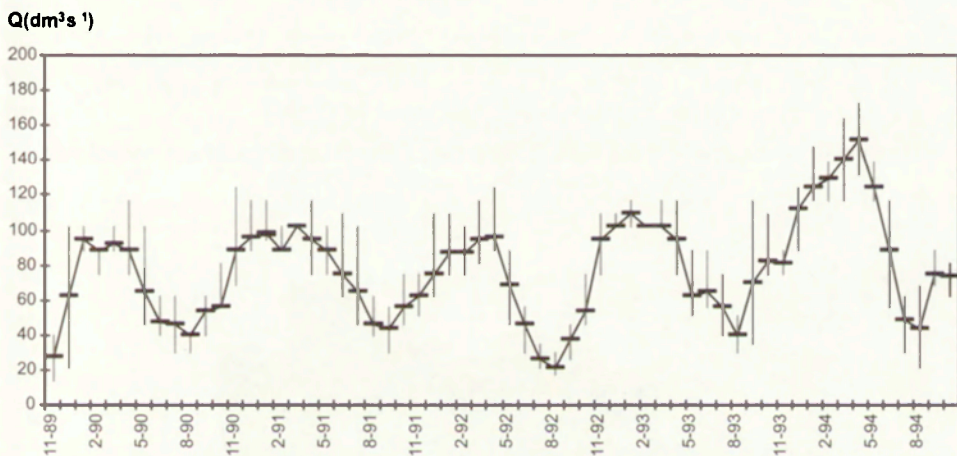
Ryc. 14. Dobbwe wartości natężenia przepływu (Q) Rudy w profilu progu kontrolno-pomiarowego (Ru. 8). lokalizacja na ryc. 3

Daily discharge (Q) of the Ruda River at the profile of the measurement control weir (Ru. 8), localization in Fig. 3



Ryc. 15. Częstość przepływów (Q) Rudy w profilu progu kontrolno-pomiarowego (Ru. 8) w latach hydrologicznych 1990–1994

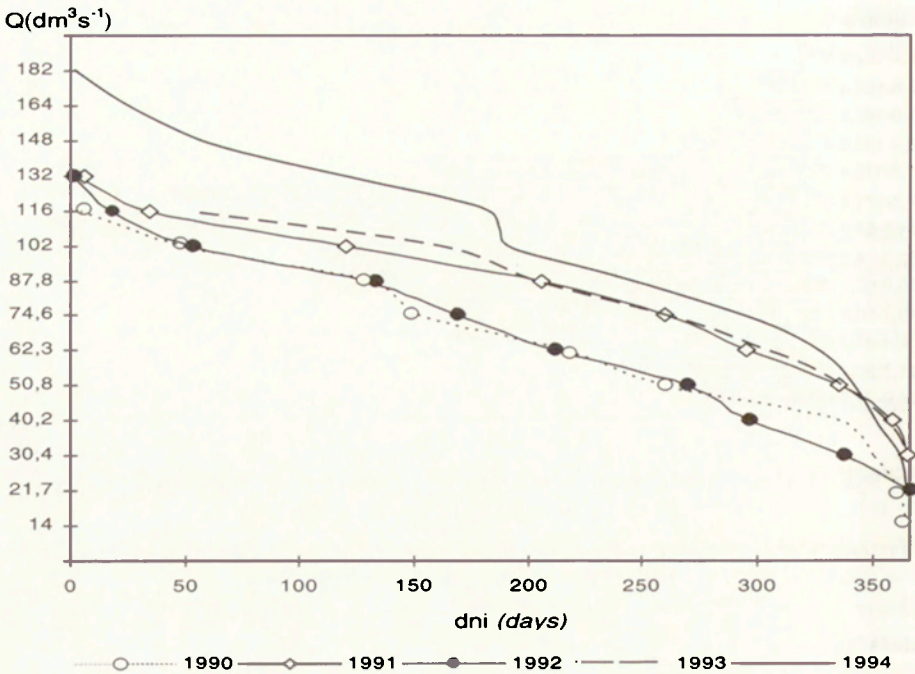
Frequency of discharge (Q) of the Ruda River at the profile of the measurement control weir (Ru. 8) in the hydrological years 1990–1994



Ryc. 16. Miesięczne ekstrema natężenia przepływu (Q) Rudy na tle wartości średnich w latach hydrologicznych 1990–1994 (profil progu kontrolno-pomiarowego Ru. 8)

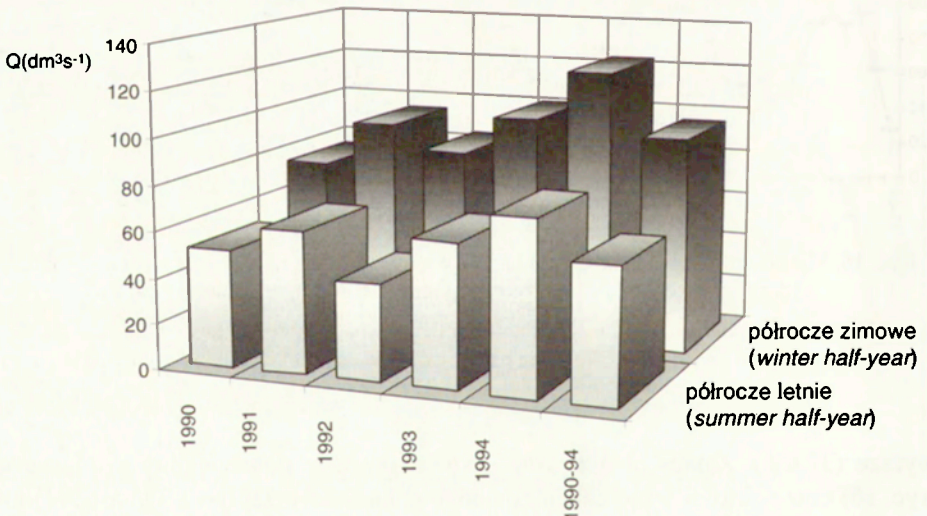
Monthly extreme discharge (Q) of the Ruda River compared to the mean values of the hydrological years 1990–1994 (the profile of the measurement control weir Ru. 8)

wyższe (31,6%). Zakres przepływów ekstremalnych w poszczególnych miesiącach (ryc. 16) oraz wartości współczynników nieregularności przepływu ( $Q_{max}$  do  $Q_{min}$ ) mieszczące się w przedziale od 1,0 do 4,7 przy średniej 1,6 (wartość 4,7 związana jest z okresem napełniania stawu po budowie progu kontrolno-pomiarowego) świadczą o małej zmienności przepływów Rudy. Nieco mniejsze ich zróżnicowanie występuje w półroczu zimowym (1,49) niż letnim (1,78).



Ryc. 17. Czas trwania przepływów (Q) Rudy w profilu proggu kontrolno-pomiarowego (Ru. 8) w latach hydrologicznych 1990–1994

Duration of discharge (Q) of the Ruda River at the profile of the measurement control weir (Ru. 8) in the hydrological years 1990–1994



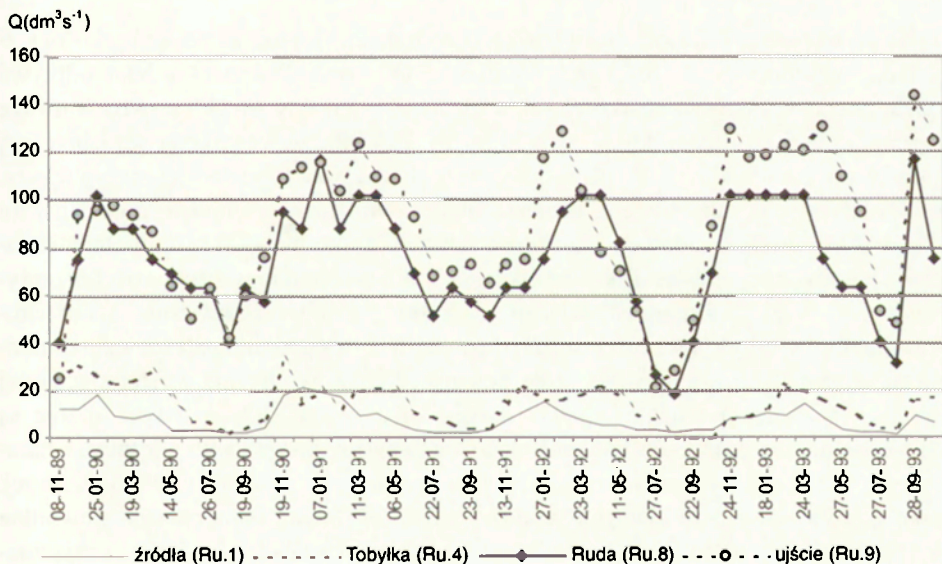
Ryc. 18. Średnie półroczne wartości natężenia przepływu (Q) Rudy w profilu proggu kontrolno-pomiarowego (Ru. 8)

Semi-annual mean values of the Ruda River discharge (Q) at the profile of the measurement control weir (Ru. 8)



Pomimo podobnych warunków przepływu wody poszczególne lata wykazują pewne cechy indywidualne. Na podstawie przebiegu krzywych czasów trwania przepływów wody wyróżnione zostały trzy grupy lat (ryc. 17) nawiązujących również do przebiegu warunków atmosferycznych (ryc. 10). Pierwsza grupa to lata 1990 i 1992 o najniższych opadach i najwyższych temperaturach powietrza. Charakteryzuje się ona najniższymi średnimi rocznymi wartościami natężenia przepływu ( $63,4$  oraz  $62,9 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$ ). W latach 1991 i 1993 zanotowano przepływy nieco wyższe  $78,4$  i  $81,5 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$ , na co mogła mieć wpływ ogólnie niższa temperatura powietrza. Pomimo tego, że rok 1993 był znacznie bardziej wilgotny niż 1991, to niekorzystny rozkład opadów (znaczna ich część spadła w półroczu letnim) nie spowodował zwiększenia przepływów. Opady tego okresu zużyte zostały w większości na parowanie i uzupełnienie retencji. Ostatni, z badanych, 1994 rok, o najwyższej sumie opadów, w tym również opadów półrocza zimowego, charakteryzował się największymi przepływami. W strukturze przepływów Rudy dominowały przepływy półrocza zimowego (ryc. 18). Ich średnie wielkości przewyższyły przepływy letnie w 1990 roku o  $44,9\%$  i aż o  $97,6\%$  w 1992 (średnio za analizowane lata  $62,1\%$ ).

Dla uchwycenia różnicowania przebiegu procesów hydrologicznych w różnych częściach zlewni Rudy wykonane zostały okresowe (raz w miesiącu) pomiary natężenia przepływu w latach hydrologicznych 1990–1993. Objęto nimi dwa profile hydrometryczne zlokalizowane powyżej progu kontrolno-pomiarowego (odcinek źródłiskowy Rudy – Ru. 1, dopływ Rudy do jeziora Gościąż – Ru. 4) oraz jeden poniżej progu (1,3 km od ujścia ciek do zbiornika wrocławskiego – Ru. 9) (ryc. 19). Średnie



Ryc. 19. Różnicowanie natężenia przepływu (Q) w profilu podłużnym Rudy w latach hydrologicznych 1990–1993 (w terminach obserwacji hydrologiczno-hydrochemicznych)

Differences in discharge (Q) along the Ruda River in the hydrological years 1990–1993 (at the terms of hydrological and hydro-chemical observations)

wartości przepływu wody w ciągu tego okresu wzrastały wraz z przyrostem powierzchni zlewni od  $7,2 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$  w odcinku źródłiskowym do  $87,1 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$  w ujściowym. Stwierdzono znaczne zróżnicowanie wielkości przepływów zmierzonych na progu kontrolno-pomiarowym (Ru. 8) i na dopływie Rudy do jeziora Gościąż (Ru. 4). Na odcinku poniżej jeziora przepływy Rudy były bowiem prawie 5,5 razy wyższe od zmierzonych na dopływie do jeziora i wynosiły odpowiednio  $73,8$  i  $13,8 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$ . W związku z tym, że zasadniczym źródłem zasilania zlewni są wody gruntowe (liczne ich wypływy widoczne są u podstawy południowego zbocza rynny jeziora Gościąż i Mielec), takie zróżnicowanie przepływów świadczy o przejściu większej części dopływu gruntowego z południowej części zlewni, w tym przez rynnę jeziora Gościąż. Obliczone współczynniki korelacji pomiędzy przepływami Rudy poniżej i powyżej jeziora Gościąż (0,62 i 0,59) wskazują, że zależność pomiędzy nimi jest bardzo słaba. Świadczy to o zdominowaniu odpływu ze zlewni przez procesy hydrologiczne (zasilanie podziemne, parowanie, retencja jeziorna) zachodzące w jeziorze. Natomiast przepływy w dolnym biegu Rudy odpowiadają zasadniczo stwierdzonym na przelewie (korelacja 0,85).

Podobnie jak w przypadku zasadniczego profilu hydrometrycznego (próg kontrolno-pomiarowy), również w pozostałych przypadkach w strukturze przepływów zaznacza się przewaga półrocza zimowego. Największe zróżnicowanie sezonowe stwierdzono w odcinku źródłiskowym Rudy. Przepływy półrocza zimowego były tutaj wyższe o 264,5% (wartość przeciętna za lata 1990–1993). W części jeziornej Rudy retencja powoduje zmniejszenie różnic wielkości natężenia przepływów pomiędzy sezonami. Wynoszą one od 142% poniżej płytkich jezior Wierzchon i Bzózka do około 50% poniżej jeziora Gościąż.

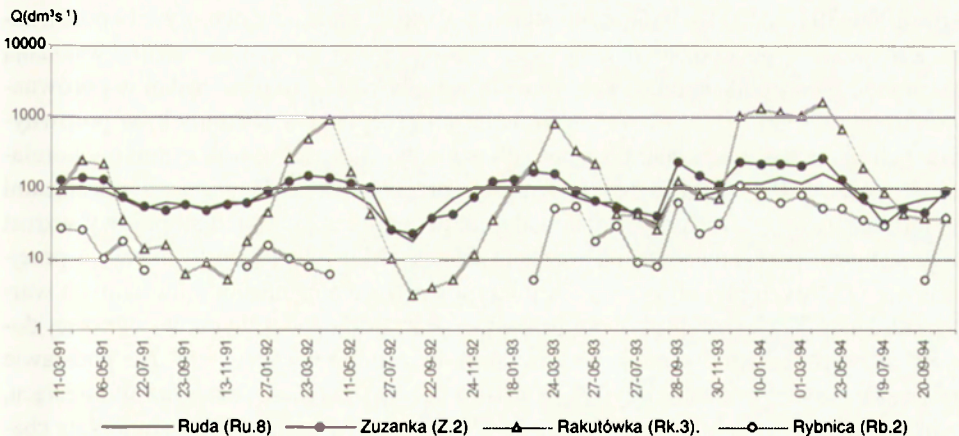
Na podstawie przedstawionych wyżej danych należy uznać, że reżim hydrologiczny Rudy zdominowany został przez zasilanie gruntowe. Na duży udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym w zlewniach Kotliny Płockiej zwrócił uwagę A. Magnuszewski (1994), który określił go na 73% dla zlewni Skrwy lewobrzeżnej (największy ciek kotliny). W przypadku Rudy będzie on zapewne jeszcze większy, ponieważ jest ona odizolowana od zasilania wodami powierzchniowymi z obszaru wysoczyzny. Wody opadowe i roztopowe stanowią tylko niewielkie uzupełnienie zasobów wodnych tej zlewni. Taki typ zasilania znajduje odbicie w zmienności przepływów wody. Większa zmienność występuje od grudnia do końca kwietnia, niska natomiast latem i wczesną jesienią. Jest to jednak bardziej wynikiem zróżnicowania intensywności parowania terenowego, które potęgują dodatkowo licznie występujące tutaj jeziora, niż zasilania wodami roztopowymi i opadowymi. Efektem tych różnic są zdecydowanie wyższe przepływy półrocza zimowego w porównaniu z letnim. Charakterystyczne dla Rudy wyrównane przepływy wynikają ze znacznej retencji jeziornej, braku spływu powierzchniowego oraz dużej lesistości zlewni. Jednocześnie niewielkie i krótkotrwałe wezbrania związane z okresami ulewnych deszczy nie wywierają znaczącego wpływu na warunki przepływu wody.

Dla pozostałych cieków zebrany został znacznie skromniejszy materiał pomiarowy. Pomiar przepływów wody wykonywane raz w miesiącu w latach hydrologicznych 1992–1994 nie stanowią wystarczającego materiału dla szczegółowej charakte-

rystyki warunków odpływu wody ze zlewni. Z uwagi na duże podobieństwo zlewni położonych w północnej części Kotliny Płockiej, tak pod względem warunków naturalnych, jak i użytkowania terenu, oraz małą zmienność procesów geomorficznych, można z dużym prawdopodobieństwem ekstrapolować parametry hydrologiczne, jakie stwierdzono w zlewni Rudy na pozostałe zlewnie.

Reprezentatywność przepływów Rudy występujących w dniach wykonywanych pomiarów hydrochemicznych oceniono przez ich porównanie ze średnimi miesięcznymi wartościami natężenia przepływu obliczonymi z obserwacji codziennych. Porównywane wartości opisuje zależność liniowa o wysokim współczynniku korelacji wynoszącym 0,91. W poszczególnych latach średnie różnice pomiędzy nimi zawierały się w granicach od 0,98 do 7,07% (średnio za lata 1990–1994 – 1,67%). Można więc uznać, że wartości przepływów w dniach wykonywanych pomiarów hydrochemicznych reprezentują średnie przepływy miesięczne.

Wyniki pomiarów natężenia przepływu Rudy (profil: Ru. 8) i Zuzanki (profil: Z. 2) (ryc. 20) wskazują na niemal identyczny reżim odpływu wody obu cieków. Współczynnik korelacji pomiędzy ich przepływami jest wysoki i wynosi 0,91. W poszczególnych latach przepływy Zuzanki były wyższe odpowiednio o 20, 33 i 39% oraz charakteryzowały się większym zróżnicowaniem sezonowym (od 28% w 1993 r. do 188% w 1994 r.). Oznacza to między innymi, że w porównaniu z jeziorem Gościąż płytkie jezioro Telążna przechwytuje znacznie mniejszą ilość wody z południowej części zlewni. Przeciętne przepływy zarejestrowane na wypływie z jeziora w porównaniu z ich wielkością w profilu Mostki (Z. 2), położonym 5 km poniżej, są aż pięciokrotnie niższe. Tak duża różnica wynika ze zwiększonego zasilania dolnej części zlewni wodami podziemnymi. Związane jest ono z położeniem tej części zlewni w obrębie niższego poziomu fluwioglacjalnego, który charakteryzuje się wysokim położeniem zwierciadła wody gruntowej (ryc. 5). Mniej sprzyjające warunki do reten-



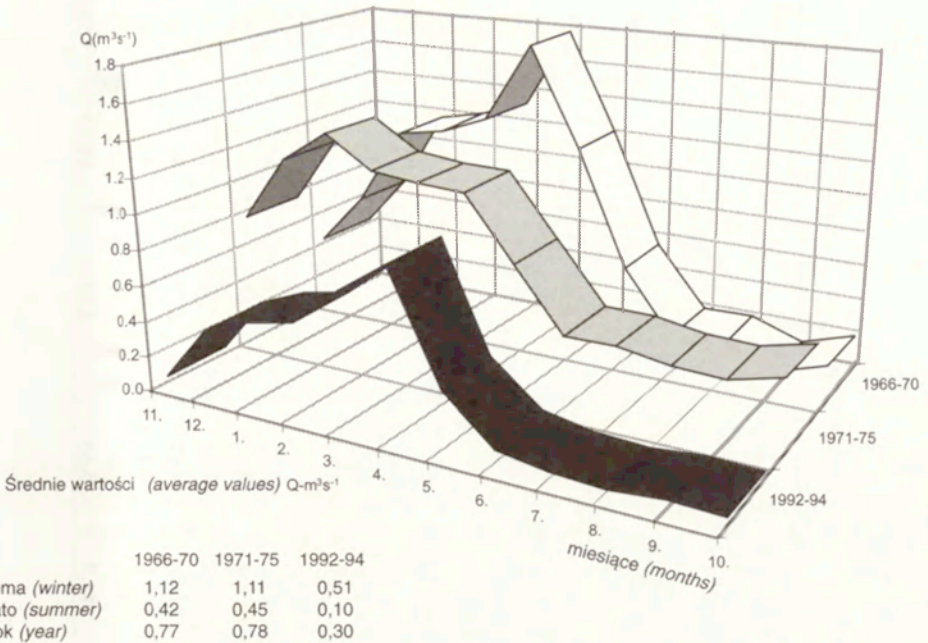
Ryc. 20. Przebieg natężenia przepływu (Q) w ciekach zachodniej części Kotliny Płockiej w latach hydrologicznych 1991–1994 (w terminach obserwacji hydrologiczno-hydrochemicznych)

Discharge (Q) course in the rivers of the western part of the Płock Basin in the hydrological years 1991–1994 (at the terms of hydrological and hydro-chemical observations)

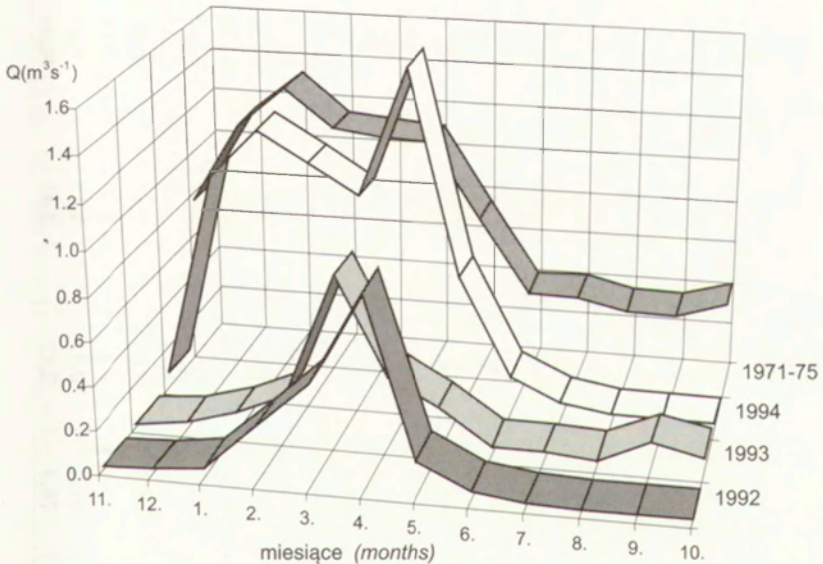
cji w tej zlewni uwarunkowane między innymi mniejszą pojemnością jeziora, słabszą przepuszczalnością podłoża (osady mułkowe) i małą miąższością strefy aeracji w północnej części zlewni oraz dobrze rozwinięta sieć rowów melioracyjnych wpływają na większą dynamikę przepływów Zuzanki.

Inny przebieg procesów hydrologicznych zaobserwowano w zlewni Rybnicy. Przepływy Rybnicy w porównaniu z przepływami Rudy charakteryzują się słabszym powiązaniem, czego odzwierciedleniem jest niska wartość współczynnika korelacji wynosząca 0,6. Wskazuje to na występowanie czynników zakłócających naturalny odpływ wody. Średnia wartość natężenia przepływu Rybnicy w latach hydrologicznych 1992–1994 była bardzo niska i wynosiła zaledwie  $23,9 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$ . Maksymalny zanotowany przepływ w grudniu 1993 roku wynosił  $108 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$ , natomiast w okresie od kwietnia 1992 roku do stycznia 1993 roku koryto Rybnicy było suche (ryc. 20). Tak duża niestabilność przepływów uwarunkowana jest nie tylko przyczynami naturalnymi, ale przede wszystkim zmianami antropogenicznymi, jakich dokonano w zlewni. Problem ten został przedstawiony w poprzednim rozdziale. Zaniki odpływu wody w analizowanych latach to również skutek zjawisk składających się na suszę hydrologiczną. Suma tych wszystkich uwarunkowań wpływa na ograniczone zasilanie zlewni. Znaczna część dopływu (głównie gruntowego) została w tym czasie zużyta na uzupełnienie strat wody w występujących tutaj płytkich jeziorach, których poziom stabilizuje zastawka o stałej rzędnej piętrzenia. Warto w tym miejscu zaznaczyć, że jeszcze w początku lat 70. przepływy Rybnicy były porównywalne z przepływami Zuzanki i Rudy (Głazik 1978).

Analiza hydrologiczna zlewni Rakutówki oparta została zarówno na materiale pomiarowym zebrany przez autora w latach hydrologicznych 1992–1994 jak i danych IMGW z lat 1961–1975 dla wodowskazu Warząchewka. Na podstawie równania liniowego, opisującego zależność stan wody – przepływ (współczynnik korelacji 0,93,  $R^2 = 86\%$ , poziom ufności 95%), średnie miesięczne wartości stanów wody dla okresów 1966–1970 i 1971–1975 przeliczono na wartości natężenia przepływu i porównano z materiałem pochodzącym z lat 1992–1994 (ryc. 21). Otrzymane wyniki wskazują na prawie dwu i półkrotnie niższe wartości przepływów w okresie badań w porównaniu z latami 1966–1975. Charakter zmienności przepływów Rakutówki w porównywanych okresach jest jednak podobny, co wyrażają wartości współczynników korelacji wynoszące 0,94 i 0,82. Niskie wartości przepływów związane są z miesiącami letnimi czerwiec–wrzesień. Od listopada notuje się najczęściej ich stopniowy wzrost z maksimum przypadającym na wczesną wiosnę. Maj i czerwiec to miesiące przejściowe, w których przepływ wody zmniejsza się aż do osiągnięcia minimalnych wartości letnich. Takie zróżnicowanie przepływów znajduje swój wyraz w wyraźnej dominacji półrocza zimowego w rocznej strukturze odpływu (ryc. 21). Na podstawie powyższej analizy można przyjąć, że okresowe, wykonywane jeden raz w miesiącu, pomiary natężenia przepływu w latach 1992–1994 wystarczająco odzwierciedlają charakter przepływów Rakutówki. Ich wartości zestawione dla poszczególnych miesięcy (ryc. 22) nawiązują do tendencji wieloletnich, co potwierdzają współczynniki korelacji wynoszące 0,72 dla 1992 roku, 0,58 dla 1993 roku i 0,96 dla najbardziej wilgotnego 1994 roku.



Ryc. 21. Średnie miesięczne wartości natężenia przepływu (Q) Rakutówki (w profilu Rk. 3) w latach hydrologicznych 1966–1975 na tle średnich przepływów z okresu badań  
 Monthly mean values of the Rakutówka discharge (Q) (at the profile Rk. 3) in the hydrological years 1966–1975 compared to the mean discharge during the research period



Ryc. 22. Przebieg natężenia przepływu (Q) Rakutówki (Rk. 3) w terminach obserwacji na tle średnich miesięcznych z lat 1971–1975

Course of the Rakutówka discharge (Q) (Rk. 3) during the observation terms and compared to monthly means from the years 1971–1975

T a b e l a 5. Charakterystyki odpływu dla zlewni zachodniej części Kotliny Płockiej w latach hydrologicznych 1990–1994  
(Objaśnienia: Q – natężenie przepływu, V – objętość odpływu, q – odpływ jednostkowy, H – wskaźnik odpływu, H/P – współczynnik odpływu)

Outflow features for the catchment areas of the western part of the Płock Basin in the hydrological years of 1990–1994

(Key: Q – discharge, V – runoff volume, q – unit runoff, H – runoff index, H/P – runoff coefficient)

	Zlewnia Rudy A = 53,2 km <sup>2</sup>					Zlewnia Zuzanki A = 48,9 km <sup>2</sup>				
	Q(dm <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	V(mln m <sup>3</sup> )	q(dm <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> )	H(mm)	H/P(%)	Q(dm <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	V(mln m <sup>3</sup> )	q(dm <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> )	H(mm)	H/P(%)
zima '90	77,8	1,22	1,46	22,87	13,6					
lato '90	58,7	0,93	1,10	17,54	7,3					
<b>rok 1990</b>	<b>68,2</b>	<b>2,15</b>	<b>1,28</b>	<b>40,41</b>	<b>9,9</b>					
zima '91	98,3	1,54	1,85	28,89	17,5					
lato '91	62,8	1,00	1,18	18,77	7,7					
<b>rok 1991</b>	<b>80,5</b>	<b>2,45</b>	<b>1,51</b>	<b>47,66</b>	<b>11,6</b>					
zima '92	82,9	1,3	1,56	24,50	12,2	100,0	1,57	2,04	32,16	16
lato '92	48,4	0,77	0,91	14,46	6,9	57,2	0,91	1,17	18,6	8,9
<b>rok 1992</b>	<b>65,6</b>	<b>2,07</b>	<b>1,23</b>	<b>38,96</b>	<b>9,5</b>	<b>78,6</b>	<b>2,48</b>	<b>1,61</b>	<b>50,76</b>	<b>12,4</b>
zima '93	97,1	1,52	1,82	28,54	14,5	120,8	1,89	2,47	38,63	19,7
lato '93	64,4	1,02	1,21	19,24	5,7	94,3	1,5	1,93	30,66	9
<b>rok 1993</b>	<b>80,7</b>	<b>2,54</b>	<b>1,52</b>	<b>47,78</b>	<b>8,9</b>	<b>107,6</b>	<b>3,39</b>	<b>2,20</b>	<b>69,29</b>	<b>12,9</b>
zima '94	122,1	1,91	2,29	35,89	13,6	199,8	3,12	4,09	63,9	24,1
lato '94	71,5	1,14	1,34	21,37	7,6	69,3	1,1	1,42	22,53	8
<b>rok 1994</b>	<b>96,8</b>	<b>3,05</b>	<b>1,82</b>	<b>57,26</b>	<b>10,5</b>	<b>134,6</b>	<b>4,22</b>	<b>2,75</b>	<b>86,43</b>	<b>15,8</b>
śr. zima	95,6	1,5	1,80	28,14	14,3	167,5	2,19	2,87	44,9	19,9
śr. lato	61,2	0,97	1,15	18,28	7	73,6	1,17	1,51	23,93	8,6
<b>śr. rok</b>	<b>78,4</b>	<b>2,47</b>	<b>1,47</b>	<b>46,41</b>	<b>10,1</b>	<b>106,9</b>	<b>3,36</b>	<b>2,19</b>	<b>68,83</b>	<b>13,7</b>

	Zlewnia Rybnicy A = 33,1 km <sup>2</sup>					Zlewnia Rakutówki A = 260 km <sup>2</sup>				
	Q(dm <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	V(mln m <sup>3</sup> )	q(dm <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> )	H(mm)	H/P(%)	Q(dm <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> )	V(mln m <sup>3</sup> )	q(dm <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> )	H(mm)	H/P(%)
zima '90										
lato '90										
<b>rok 1990</b>										
zima '91										
lato '91										
<b>rok 1991</b>										
zima '92	7,8	0,12	0,24	3,7	1,8	275,7	4,33	1,06	16,67	8,3
lato '92	0,0	0,0	0,0	0	0,0	37,3	0,59	0,14	2,28	1,1
<b>rok 1992</b>	<b>3,9</b>	<b>0,12</b>	<b>0,12</b>	<b>3,7</b>	<b>0,9</b>	<b>156,5</b>	<b>4,92</b>	<b>0,6</b>	<b>18,95</b>	<b>4,6</b>
zima '93	18,3	0,29	0,55	8,65	4,4	243,0	3,8	0,93	14,62	7,4
lato '93	24,3	0,39	0,73	11,67	3,4	86,5	1,37	0,33	5,29	1,6
<b>rok 1993</b>	<b>21,3</b>	<b>0,68</b>	<b>0,64</b>	<b>20,32</b>	<b>3,8</b>	<b>164,8</b>	<b>5,17</b>	<b>0,63</b>	<b>19,91</b>	<b>3,7</b>
zima '94	67,2	1,05	2,03	31,7	12,0	1007,5	15,76	3,87	60,6	22,9
lato '94	25,8	0,41	0,78	12,4	4,4	170,8	2,71	0,66	10,44	3,7
<b>rok 1994</b>	<b>46,5</b>	<b>1,47</b>	<b>1,40</b>	<b>44,3</b>	<b>8,1</b>	<b>589,2</b>	<b>18,47</b>	<b>2,77</b>	<b>71,04</b>	<b>13,0</b>
śr. zima	31,1	0,49	0,39	14,68	6,1	508,7	7,91	1,95	30,63	12,9
śr. lato	16,7	0,27	0,36	8,02	2,6	98,2	1,56	0,38	6,0	2,1
<b>śr. rok</b>	<b>23,9</b>	<b>0,76</b>	<b>0,38</b>	<b>22,77</b>	<b>4,3</b>	<b>303,5</b>	<b>9,52</b>	<b>1,17</b>	<b>36,63</b>	<b>7,1</b>

Na wielkość przepływów w dolnym odcinku Rakutówki, poza warunkami pogodowymi decydujący wpływ ma funkcjonowanie zastawki usytuowanej na wypływie rzeki z Jeziora Rakutowskiego. Regulowanie odpływu polega tutaj na gromadzeniu wody w jeziorze w okresie od lata do końca jesieni. Po uzupełnieniu zimą letnich niedoborów wody jej nadmiar, pochodzący głównie z topnienia śniegu, spuszcza się do rzeki. W okresie badań zabieg ten wykonywany był w marcu lub kwietniu. Takie funkcjonowanie zastawki sprawia, że przepływy poniżej Jeziora Rakutowskiego są bardzo zróżnicowane. Podczas upustu wody z jeziora osiągały wartości od 0,78 do 1,58 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, a w czasie długich niżówek letnich natężenie przepływu wody wynosiło od kilku do kilkunastu litrów na sekundę. Zdarzało się również, że okresowo na pewnych odcinkach rzeka wysychała. Dużo wyższe przepływy półroczna zimowego, uwarunkowane funkcjonowaniem zastawki, potęgowane były dodatkowo wzmożonym zasilaniem powierzchniowym przez drobne cieki i rowy melioracyjne płynące z obszaru wysoczyzny morenowej. Ze względu na obecność urządzeń regulujących odpływ wezbrania Rakutówki nie mają charakteru naturalnego i wiążą się z okresami upustów wody przez zastawkę. Charakterystyczne dla reżimu hydrologicznego Rakutówki bardzo niskie przepływy letnie są wynikiem zmniejszenia obszaru zasilania. Zamknięcie zastawki na wypływie rzeki z jeziora odcina bowiem dopływ wody z górnej i środkowej części zlewni. W tym czasie koryto rzeki poniżej jeziora zasilane jest tylko wodami podziemnymi pochodzącymi z głębszych poziomów wodonośnych położonych na wysoczyźnie.

W związku z tym, że wielkość odpływu decyduje o ilości wyniesionego materiału rozpuszczonego celowe jest porównanie wielkości zasobów wodnych poszczególnych zlewni. Przedstawione w tabeli 5 charakterystyki odpływu, ze względu na trudności z precyzyjnym wyznaczeniem powierzchni zlewni, o których już wcześniej wspomniano, mają w znacznym stopniu szacunkowy charakter. Dają one jednak wystarczającą podstawę do porównania zróżnicowania wielkości odpływu na tym obszarze. Najlepszym wskaźnikiem do tego typu porównań jest średni odpływ jednostkowy. Jego wartość należy tutaj do najniższych w kraju i wynosi od 2 do 3 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (*Atlas hydrologiczny Polski* 1987). Te i tak niewielkie wartości zostały dodatkowo zmniejszone w wyniku długotrwałej suszy. Spośród analizowanych zlewni najbardziej odporne na jej skutki okazały się zlewnie Zuzanki i Rudy, dla których zanotowano najwyższe wartości odpływu jednostkowego.

Średni odpływ jednostkowy dla objętych stałymi pomiarami hydrometrycznymi zlewni położonych w dolinie Wisły pomiędzy ujściem Bzury i Zgłowiączki wynosi 2,8–3,4 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, a określony szacunkowo dla doliny Wisły na linii Zakroczym – Włocławek 2,1 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (*Stosunki hydrograficzne poszczególnych regionów Polski* 1958).

Obliczone na podstawie danych IMGW wartości średniego odpływu jednostkowego dla zlewni sąsiednich: Zgłowiączki, Lubieńki i Skrwy lewobrzeżnej wynosiły od 4,07 do 4,18 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> (za lata 1976–1980), a dla Zgłowiączki w latach 1951–1980 – 3,02 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>. Porównując wartości odpływu jednostkowego za okres 1971–1975 w zlewniach Zgłowiączki i Rakutówki zanotowano ich zbliżoną wielkość wynoszącą odpowiednio 2,74 i 3,0 dm<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>.



W świetle powyższych danych wartości odpływu jednostkowego Zuzanki ( $2,19 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$ ) i Rudy ( $1,47 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$ ) w najmniejszym stopniu odbiegają od wartości przeciętnych (tab. 5). Jest to wynikiem zdominowania zasilania tych cieków wodami podziemnymi z dalekiego krążenia, które najpóźniej reagują na niedobory opadów. Dla zlewni Rudy charakterystyczna jest ponadto mała zmienność odpływu jednostkowego w poszczególnych latach, jak i półroczach hydrologicznych. Świadczy to o szczególnej odporności tej zlewni na niekorzystny przebieg warunków pogodowych. Zdecydowanie niższymi od przeciętnych, szczególnie w latach 1992 i 1993, wartościami odpływu jednostkowego charakteryzowała się zlewnia Rakutówki. Zdecydowało o tym zmniejszenie odpływu w półroczu zimowym. Nadwyżki wody z tego okresu zużyte zostały na uzupełnienie jej niedoborów w Jeziorze Rakutowskim. Fakt ten ilustrują również niskie wartości współczynnika odpływu – 3,7 i 4,6%. Niższe o rząd wielkości odpływy jednostkowe ze zlewni Rybnicy odzwierciedlają zmiany wywołane gospodarką wodną. Część wód gruntowych zasilających tę zlewnię jest bowiem odprowadzana poza jej granice w wyniku pracy ujęć wód głębinowych.

Podsumowując powyższe rozważania, należy stwierdzić, że na wielkość zasobów wodnych badanych zlewni wpływa przede wszystkim podziemny system ich zasilania. Odnosi się to szczególnie do zlewni położonych w północnej części kotliny. Dopływ powierzchniowy z wysoczyzny, obejmujący tylko część zlewni Rakutówki, ogranicza się zazwyczaj tylko do półrocza zimowego. Na warunki odpływu wody znaczący wpływ mają również włączone w sieć hydrograficzną jeziora. Wyrównują one przepływy wody oraz retencjonują okresowo jej nadwyżki. Podobną funkcję spełniają również obszary leśne. Na stan zasobów wodnych w badanych zlewniach wpływa również gospodarka wodna. Pozytywne efekty tej działalności to regulacja odpływu wody i stabilizacja jej poziomu w jeziorach przyczyniająca się do zwiększenia retencji powierzchniowej. Spowodowane nadmierną melioracją i eksploatacją ujęć wody niekorzystne efekty gospodarki wodnej wpływają na obniżenie się poziomu wód gruntowych i przesuszenie części obszarów kotliny.

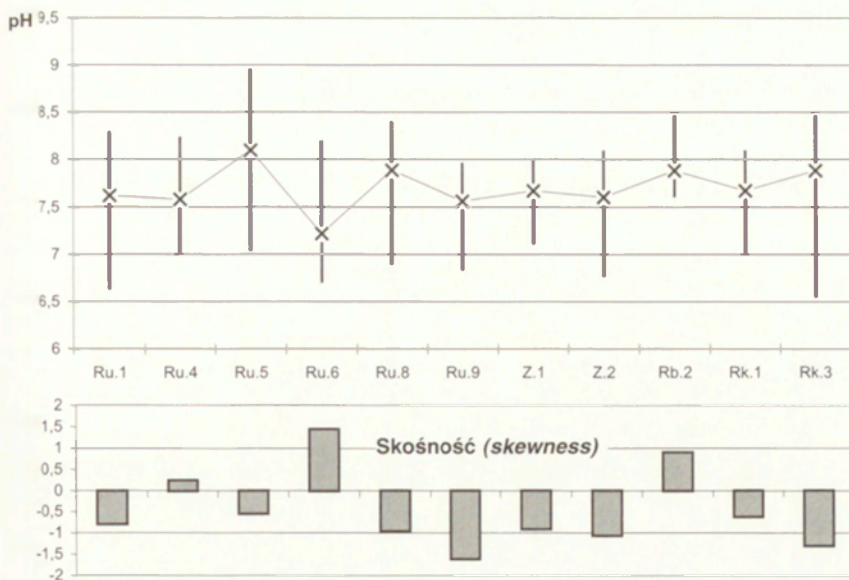
#### 4. STRUKTURA SKŁADU CHEMICZNEGO WÓD POWIERZCHNIOWYCH

Zasadnicze przemiany składu chemicznego wody krążącej w systemie zlewni zachodzą w środowisku glebowym i skalnym. Transformacja cech chemicznych wody w podłożu decyduje o cechach wody odpływającej rzeką ze zlewni. Skala tych przemian określa zróżnicowanie wód zasilających w stosunku do wód odpływających ze zlewni. Typ środowiska przyrodniczego w połączeniu z wielkością jego antropizacji kształtuje skład chemiczny wód krążących w systemie zlewni. Jest on wypadkową wielu skomplikowanych procesów chemicznych i biochemicznych, zachodzących w czasie transformacji opadów atmosferycznych w odpływ rzeczny. Im bardziej złożona jest struktura zlewni, tym bardziej skomplikowany jest ich przebieg i większe zróżnicowanie składu chemicznego wody. W przypadkach kiedy zlewnia charakteryzuje się dobrą wymianą wód lub posiada swobodne połączenie hydrogeologiczne z sąsiednimi geosystemami, odmiennymi pod względem warunków naturalnych, dochodzi do sytuacji, w której cechy chemiczne mogą pozostawać w kontraście do jej warunków naturalnych. Przykładem tego typu środowisk są zlewnie położone w obrębie dolin dużych rzek. O odrębności hydrologicznej i hydrochemicznej geosystemów dolin aluwialnych decyduje przede wszystkim złożony i wielokierunkowy system zasilania oraz istnienie więzi hydraulicznych pomiędzy wodami różnego typu (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1993). O indywidualnych cechach środowiska geochemicznego dolin rzecznych w stosunku do obszaru zlewni pisał W. A. Kuznecov (1986). Wskazując na odmienny typ osadów doliny i obszarów przyległych, określił zmiany w przebiegu procesów migracji i akumulacji substancji chemicznych w dolinie rzecznej.

Pomimo podobnych warunków fizycznogeograficznych zlewnie zachodniej części Kotliny Płockiej wykazują zróżnicowanie składu chemicznego wód. Jego wyjaśnienie pozwoli na określenie ich pochodzenia i poznanie dróg krążenia wody w tej części pradoliny Wisły. Cechy składu chemicznego wód powierzchniowych przedstawione zostaną na podstawie własnego materiału badawczego, którego charakterystyka zawarta została w tabeli 6.

##### Stężenie jonów wodorowych (pH)

Średnie wartości pH pomiędzy 7,2 a 8,1 wskazują, że pod względem odczynu badane wody grupują się w klasie słabo zasadowych (Pazdro 1983) (ryc. 23). Świadczy to o tym, że zasilanie badanych cieków związane jest głównie z fazą pod-



Ryc. 23. Zakres zmienności pH na tle wartości średnich oraz wartość miary skośności rozkładu w wybranych punktach kontrolno-pomiarowych

Range of pH variability compared to mean values and the values of skewness in the chosen control-measurement sites

ziemnego obiegu wody. W przypadku części jeziornych zlewni znaczny wpływ na stężenie jonów wodorowych ma fotosynteza, w efekcie której dochodzi do alkalizacji wody jeziornej (Starmach i in. 1976). Zmienność pH jest zasadniczo mała i wynosi przeciętnie około 1,4 jednostki. Stwierdzona w części stanowisk ujemna skośność rozkładu badanych prób wody dowodzi istnienia czynników zakwaszających środowisko. Związane są one najprawdopodobniej z lokalnym obiegiem wody podczas okresów bardziej wilgotnych, w czasie których infiltrująca woda deszczowa lub roztopowa migruje w osadach organicznych wypełniających różnej genezy obniżenia terenowe lub krąży w obrębie kwaśnych próchnic leśnych. Jej niskie pH zmniejsza się wówczas jeszcze bardziej w obecności różnego rodzaju kwasów organicznych.

Na podstawie wyników pomiarów odczynu wykonanych w 70 punktach reprezentujących różne typy wód stwierdzono, że niższe wartości pH występują zazwyczaj w okresie wiosennym, a w wodach jeziornych latem. Zakres wartości pH zawierał się w granicach od 3,8 do 8,7. Jednak aż w 85% badanych punktów było ono wyższe od 7,5, co świadczy o wyraźnej dominacji wód o słabo zasadowym odczynie. Kwaśny i obojętny odczyn wody wykazywały tylko niewielkie zbiorniki o charakterze okresowym, zasilane wodami roztopowymi.

**T a b e l a 6.** Charakterystyki składu chemicznego wód powierzchniowych w wybranych punktach pomiarowych na obszarze zachodniej części Kotliny Płockiej (lokalizacja punktów na ryc. 3)

Chemical composition characteristics of surface waters at the chosen measurement sites of the western part of the Plock Basin (measurement sites localisation on Fig. 3)

Ruda – źródła (Ru. 1)														
48 prób	TDS	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	N-org.	N-tot.	P-tot.
min (mg dm <sup>-3</sup> )	227,8	0,2	1,0	2,9	32,1	103,7	13,4	3,4	0,05	0	0,01	0,32	0,47	0,12
max (mg dm <sup>-3</sup> )	423,8	3,9	9,2	26,2	96,0	213,5	116,7	18,5	0,46	0,013	0,24	6,63	6,85	0,35
śr. (mg dm <sup>-3</sup> )	299,0	0,6	3,7	12,0	62,8	178,0	35,3	6,0	0,19	0,005	0,14	2,31	2,45	0,20
δ – (mg dm <sup>-3</sup> )	36,0	0,7	1,8	5,3	10,3	27,8	16,6	3,1	0,15	0,005	0,08	2,32	2,33	0,08
V – (%)	12,1	108,1	48,6	43,7	16,4	15,6	47,1	51,7	79,3	94,6	57,5	100,6	95,2	39,2

Ruda – Tob /łka (Ru. 4)														
48 prób	TDS	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	N-org.	N-tot.	P-tot.
min (mg dm <sup>-3</sup> )	161,6	0,0	1,0	4,9	30,5	73,2	8,9	2,4	0,11	0	0	0,72	0,77	0,09
max (mg dm <sup>-3</sup> )	412,4	9,0	8,8	32,0	88,0	250,2	48,0	8,7	0,61	0,01	0,24	7,71	7,82	0,24
śr. (mg dm <sup>-3</sup> )	236,5	0,7	3,6	12,2	49,7	149,1	29,9	5,1	0,31	0,004	0,08	3,64	3,72	0,06
δ – (mg dm <sup>-3</sup> )	47,3	1,5	1,4	5,8	13,7	35,2	7,8	1,4	0,17	0,004	0,08	2,84	2,81	0,06
V – (%)	20,0	204,1	39,8	47,3	27,5	23,6	26,3	27,8	54,3	105,7	92,0	78,1	75,4	36,8

Ruda – jezioro Gościąg (Ru. 5)														
48 prób	TDS	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	N-org.	N-tot.	P-tot.
min (mg dm <sup>-3</sup> )	142,2	0,2	0,9	2,9	24,2	91,5	15,3	3,0	0,03	0	0,01	0,18	0,24	0,03
max (mg dm <sup>-3</sup> )	335,4	4,0	8,2	34,9	75,2	213,6	60,7	16,1	0,71	0,03	0,23	4,02	4,14	0,25
śr. (mg dm <sup>-3</sup> )	241,4	0,6	4,1	12,3	47,2	151,5	27,1	5,9	0,23	0,004	0,09	1,72	1,81	0,11
δ – (mg dm <sup>-3</sup> )	29,9	0,6	1,6	6,2	8,6	21,6	9,5	2,4	0,22	0,008	0,07	1,23	1,25	0,07
V – (%)	12,4	106,9	40,0	50,7	18,3	14,3	35,1	41,2	97,5	197,9	80,1	71,9	69,2	60,8

Ruda – źródło na południowym brzegu jeziora Gościąż (Ru. 6)														
48 prób	TDS	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	N-org.	N-tot.	P-tot.
min (mg dm <sup>-3</sup> )	178,4	0,2	1,0	2,9	44,9	91,5	23,1	3,7	0	0	0	0,32	0,68	0,13
max (mg dm <sup>-3</sup> )	388,5	3,0	5,8	19,4	69,1	237,9	68,1	10,2	0,62	0,003	0,79	2,04	2,32	0,35
śr. (mg dm <sup>-3</sup> )	260,7	0,4	3,3	8,4	56,0	140,0	48,2	6,8	0,14	0,001	0,30	1,16	1,46	0,20
δ – (mg dm <sup>-3</sup> )	35,0	0,5	1,2	4,1	5,9	27,6	10,9	1,36	0,19	0,001	0,26	0,54	0,55	0,07
V – (%)	13,4	102,2	35,9	48,6	10,5	19,7	22,6	20,1	131,8	107,9	88,2	46,7	38,0	34,7

Ruda – próg kontrolny (Ru. 8)														
60 prób	TDS	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	N-org.	N-tot.	P-tot.
min (mg dm <sup>-3</sup> )	186,3	0,2	1,1	3,9	32,0	109,8	14,8	3,0	0,03	0	0	0,32	0,47	0,04
max (mg dm <sup>-3</sup> )	335,5	5,0	8,8	26,2	78,4	213,6	51,7	17,4	2,39	0,04	3,44	7,17	7,21	1,04
śr. (mg dm <sup>-3</sup> )	245,0	0,7	4,3	11,2	50,2	158,4	28,5	5,9	0,4	0,001	0,28	2,05	2,29	0,20
δ – (mg dm <sup>-3</sup> )	27,7	0,7	1,3	4,4	8,4	19,7	9,1	2,7	0,5	0,01	0,74	1,72	1,81	0,21
V – (%)	11,3	104,3	30,9	38,8	16,8	12,5	31,8	45,7	137,9	206,4	259,8	84,1	79,1	107,1

Zuzanka – Mostki (Zu. 2)														
44 próby	TDS	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	N-org.	N-tot.	P-tot.
min (mg dm <sup>-3</sup> )	289,6	0,4	7,0	5,8	49,6	183,0	13,1	4,0	0,19	0,003	0,21	0,48	1,21	0,02
max (mg dm <sup>-3</sup> )	540,4	22,0	31,8	32,3	96,2	280,7	116,8	32,0	2,70	0,04	4,40	4,75	6,37	0,95
śr. (mg dm <sup>-3</sup> )	363,7	4,8	12,0	15,7	72,1	223,6	40,6	14,7	0,65	0,01	1,12	1,99	3,11	0,25
δ – (mg dm <sup>-3</sup> )	40,5	3,3	5,5	6,7	9,6	19,5	20,1	4,2	0,57	0,01	1,0	1,12	1,54	0,23
V – (%)	11,1	69,8	45,6	42,3	13,4	8,7	49,4	28,7	88,2	72,1	91,7	56,3	49,4	90,7

Rakutówka – szosa (Rk. 3)														
44 próby	TDS	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	N-org.	N-tot.	P-tot.
Min (mg dm <sup>-3</sup> )	313,5	0,5	5,0	3,9	51,3	164,7	27,6	12,3	0,19	0,003	0,02	0,53	0,74	0,04
Max (mg dm <sup>-3</sup> )	738,2	20,5	36,0	31,1	160,3	347,8	165,2	37,8	2,70	0,076	4,87	6,97	11,86	0,86
Śr. (mg dm <sup>-3</sup> )	500,3	3,6	14,3	15,7	99,3	243,2	97,7	23,6	0,65	0,018	1,27	2,27	3,53	0,22
δ – (mg dm <sup>-3</sup> )	90,7	3,2	5,2	7,4	30,1	47,4	37,7	6,3	0,62	0,017	1,64	1,49	2,65	0,22
V – (%)	18,1	88,5	36,2	47,0	30,3	19,5	38,6	26,5	94,7	91,3	128,8	65,5	75,0	100,4

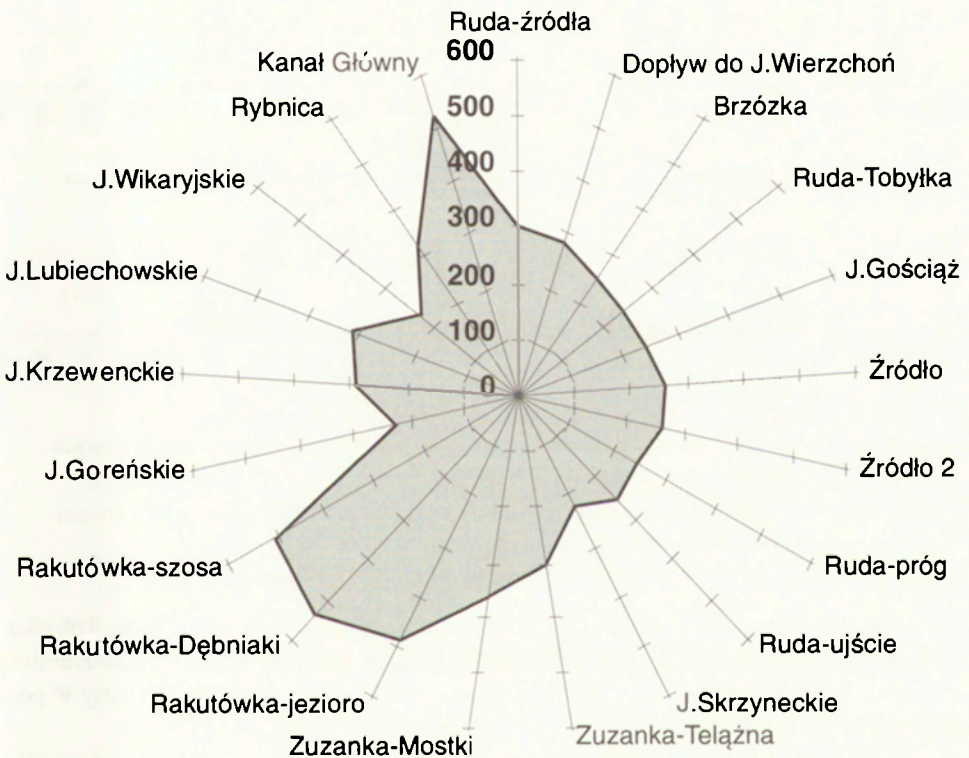
Rybnica – wypływ z jeziora Rybnica (Rb. 2)														
19 prób	TDS	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	N-org.	N-tot.	P-tot.
Min (mg dm <sup>-3</sup> )	289,6	0,5	9,4	4,8	36,9	174,0	20,9	7,0	0,20	0,001	0	0,50	0,50	0,07
Max (mg dm <sup>-3</sup> )	427,4	3,1	19,0	31,1	80,4	231,8	40,3	16,0	1,26	-0,009	0,24	3,18	3,4	0,26
Śr. (mg dm <sup>-3</sup> )	319,2	1,6	12,2	16,9	62,3	209,2	30,6	10,7	0,46	0,004	0,12	1,84	1,96	0,16
δ – (mg dm <sup>-3</sup> )	33,6	0,7	2,9	8,1	14,3	19,9	6,6	2,4	0,36	0,003	0,10	0,84	0,88	0,08
V – (%)	10,5	46,1	23,4	47,8	22,9	9,5	21,6	22,5	79,6	75,2	84,1	45,5	44,8	47,6

## Mineralizacja ogólna

Średni stopień zmineralizowania wody w analizowanych punktach pomiarowych zawierał się w granicach od  $220,2 \text{ mg dm}^{-3}$  (Jez. Skrzyneckie) do ponad  $500 \text{ mg dm}^{-3}$  (Rakutówka i Kanał Główny) (ryc. 24). Ekstremalne wartości mineralizacji ogólnej wody, jakie zanotowano podczas badań, wynosiły od  $142,2 \text{ mg dm}^{-3}$  (jeziro Gościąż) do  $738,2 \text{ mg dm}^{-3}$  (Rakutówka – profil Rk. 3) (tab. 6). Wody o najwyższej mineralizacji związane były z ciekami położonymi w strefie oddziaływania wód pochodzących z wysoczyzny morenowej oraz koryta Wisły. Podwyższoną mineralizację zaobserwowano również w dolnym biegu Zuzanki, a najniższą stwierdzono w głębszych, stratyfikowanych jeziorach.

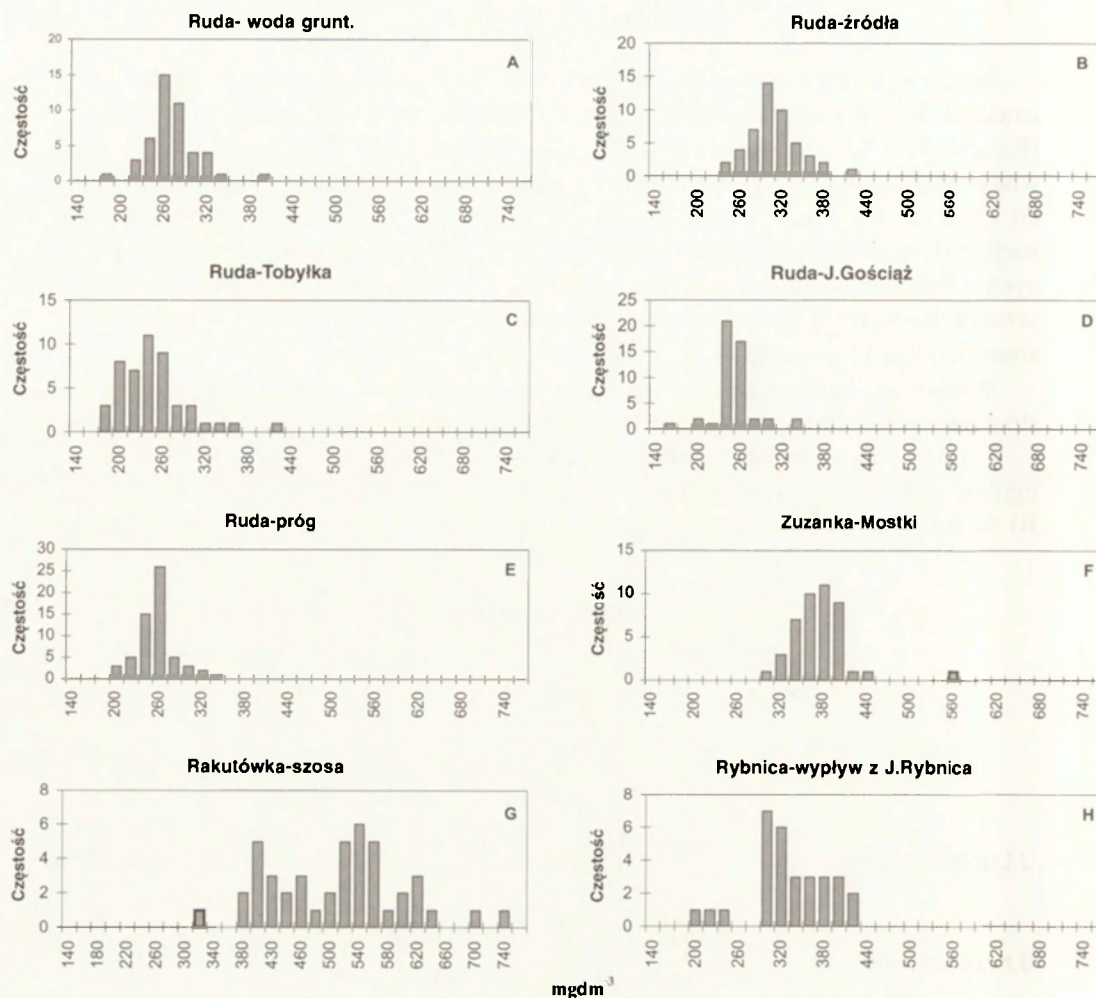
Wielkość i charakter zróżnicowania mineralizacji ogólnej wody w poszczególnych strugach ilustrują histogramy rozkładu analizowanej cechy (ryc. 25), które wskazują, że:

– Ruda poniżej jeziora Gościąż (D, E) charakteryzuje się stabilną mineralizacją ogólną wody, której wartość odpowiada zasadniczo mineralizacji wód gruntowych (A, B) zasilających zarówno jezioro, jak i strugę,



Ryc. 24. Zróżnicowanie średnich wartości mineralizacji ogólnej (w  $\text{mg dm}^{-3}$ ) wód powierzchniowych w wybranych punktach kontrolno-pomiarowych zachodniej części Kotliny Płockiej

Variation of mean total mineralization values ( $\text{mg dm}^{-3}$ ) of surface waters in the chosen control-measurement sites in the western part of the Płock Basin



Ryc. 25. Histogramy rozkładu mineralizacji ogólnej (w  $\text{mg dm}^{-3}$ ) wód powierzchniowych w wybranych punktach kontrolno-pomiarowych zachodniej części Kotliny Płockiej

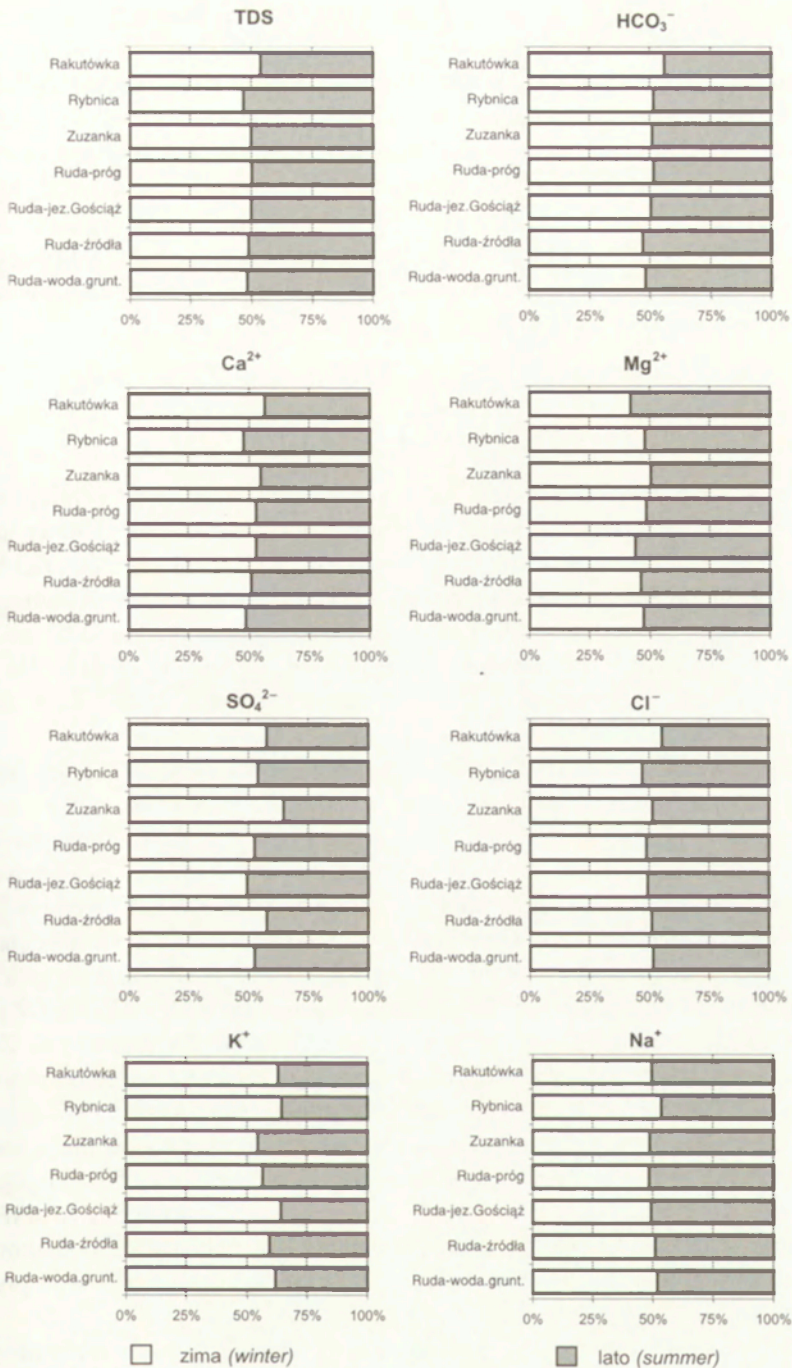
Histograms of total mineralization distribution ( $\text{mg dm}^{-3}$ ) of surface waters in the chosen control-measurement sites in the western part of the Płock Basin

– dla odcinków strug łączących płytkie, silnie zarośnięte jeziora (Ruda-Tobyłka – C) i Rybnica (H) oraz Zuzanki (F) odwadniającej w znacznej części obszar zmeliorowanych łąk rozkład wielkości mineralizacji jest szerszy i na ogół wyrównany w poszczególnych klasach,

– Rakutówka (G) charakteryzuje się bimodalnym rozkładem wielkości mineralizacji. Występowanie dwóch równoważnych maksimów ( $400\text{--}420 \text{ mg dm}^{-3}$  i  $540\text{--}560 \text{ mg dm}^{-3}$ ) wskazuje na złożony sposób zasilania tego cieku.

Zgodnie z klasyfikacją Zajcewa i Tołstichina, zmodyfikowaną przez Kleczkowski (vide Macioszczyk 1987), wody zlewni Rudy oraz jezior Goreńskiego, Krze-





Ryc. 26. Sezonowe zróżnicowanie stężeń makrokomponentów składu jonowego wód powierzchniowych w wybranych punktach kontrolno-pomiarowych zachodniej części Kotliny Płockiej  
 Seasonal variability of macro-components concentration of the ion composition of the surface waters in the chosen control-measurement sites in the western part of the Płock Basin

wenckiego i Wikaryjskiego zaliczyć należy do wód bardzo słodkich (mineralizacja 100–300 mg dm<sup>-3</sup>). Kolejną grupę stanowią wody normalne słodkie (mineralizacja 300–500 mg dm<sup>-3</sup>) występujące w zlewni Zuzanki, Rybnicy oraz jeziorach Rakutowskim i Lubiechowskim. Najsilniej zmineralizowana woda Rakutówki i Kanału Głównego to wody słodkawe (akratopegi) o mineralizacji od 500–1000 mg dm<sup>-3</sup>.

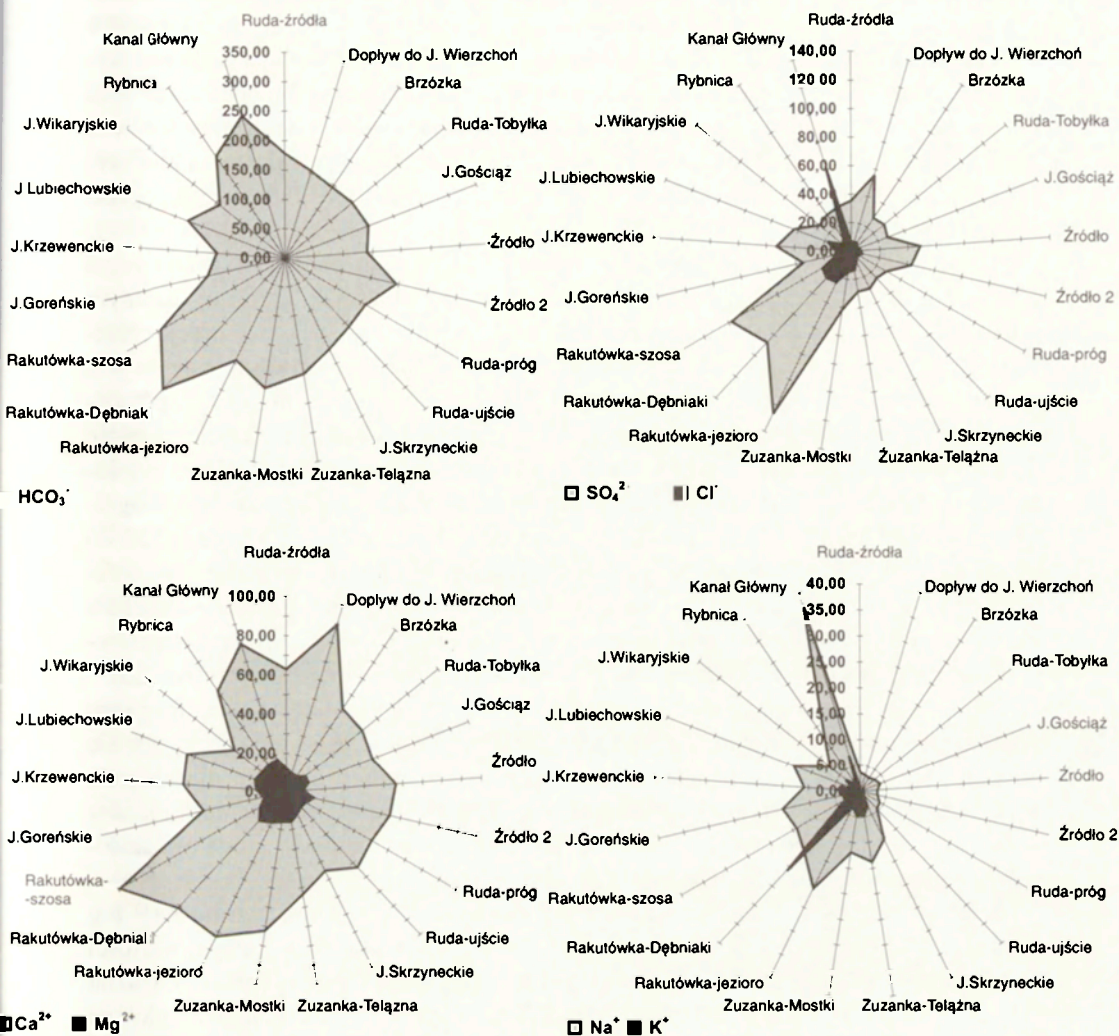
Niskie wartości współczynników zmienności mineralizacji ogólnej (od 10,54% – Rybnica do 20% – Ruda-Tobyłka (tab. 6), przy średniej dla całego obszaru – 14,34%) oraz podobna jej wielkość w poszczególnych sezonach roku hydrologicznego (ryc. 26) świadczą o małej dynamice procesów hydrochemicznych i wyrównanym odpływie materii rozpuszczonej z badanych zlewni.

### Makrokomponenty składu jonowego

Najważniejszą pozycję w składzie jonowym analizowanych wód zajmuje anion wodorowęglanowy. Przypada na niego przeciętnie około 56% ogólnej sumy jonów głównych. Stanowi on jedną z form układu węglanowego, którego właściwości buforujące odgrywają między innymi istotną rolę w procesach rozpuszczania i wytrącania. Bezpośredni wpływ na wielkość stężeń wodorowęglanów, będących produktami wietrzenia skał węglanowych, ma dwutlenek węgla rozpuszczony w wodzie. Na jego ilość w wodzie badanych cieków w znaczący sposób wpływają intensywnie zachodzące procesy biosyntezy w jeziorach.

Stwierdzony zakres stężeń HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> od 73,2 mg dm<sup>-3</sup> (odcinek Rudy łączący jezioro Brzózka z jeziorem Gościąż – Ruda Tobyłka) do 347,8 mg dm<sup>-3</sup> (Rakutówka – szosa) (tab. 6) nawiązuje do ogólnej tendencji, zgodnie z którą niskie koncentracje wodorowęglanów stwierdzono w wodach zlewni leśno-jeziornych, a wyższe w ciekach zasilanych płytkimi wysoczyznowymi wodami gruntowymi (Rakutówka) i wodą infiltrującą ze zbiornika wrocławskiego (Kanał Główny). Średnie stężenia wodorowęglanów zawierały się w granicach od 115,9 do 305 mg dm<sup>-3</sup> (ryc. 27). Wartości współczynnika zmienności, wynoszące od 8,7% (Zuzanka-Mostki) do 23,6% (Ruda-Tobyłka) (tab. 6), świadczą o stabilnej dostawie tego anionu do wód powierzchniowych. Związane jest to z zasilaniem badanych zlewni przez większą część roku głębokimi wodami podziemnymi, które charakteryzuje stan równowagi węglanowej. Podobnie jak w przypadku ogólnego stopnia zmineralizowania wody, również koncentracja anionu wodorowęglanowego nie wykazywała wyraźnego zróżnicowania w poszczególnych sezonach hydrologicznych (ryc. 26). Jedynie w przypadku Rakutówki nieco wyższymi stężeniami charakteryzowało się półrocze zimowe. W tym okresie dodatkowym źródłem zasilania Rakutówki są wspomniane już wyżej bardziej agresywne pytkie wody gruntowe.

Anion siarczanowy dostarczany jest do wód powierzchniowych zarówno jako produkt ługowania skał budujących zlewnię, utleniania substancji organiczne, ale również z zanieczyszczeniami (ścieki, zanieczyszczone wody opadowe). Z tego względu jego wyższe koncentracje w wodzie należy traktować również jako skutek antropopresji.



Ryc. 27. Zróżnicowanie średnich wartości stężeń makrokomponentów składu jonowego (w mg dm<sup>-3</sup>) wód powierzchniowych w wybranych punktach kontrolno-pomiarowych zachodniej części Kotliny Płockiej

Variability of mean values of macro-components concentration of the ion composition (mg dm<sup>-3</sup>) of the surface waters in the chosen control-measurement sites in the western part of the Plock Basin

Udział anionu siarczanowego w ogólnej sumie jonów badanych wód wynosił od 7% (Kanał Główny) do 27% (Jez. Rakutowskie). Średnie wartości jego koncentracji przyjmowały wartości od 25,75 mg dm<sup>-3</sup> (Ruda – ujście) do 126,15 mg dm<sup>-3</sup> (Rakutówka – jezioro) (ryc. 27). Na tle wysokich stężeń siarczanów w wodach Rakutówki wyraźnie zaznaczają się niskie ich stężenia w pozostałych ciekach i jeziorach podda-

nych mniejszej antropopresji. Zróznicowana wartość współczynnika zmienności koncentracji siarczanów (tab. 6) wynosząca od 21,6% (Rybnica – Rb. 2) do blisko 50% w przypadku Zuzanki (Zu. 2) i źródłiskowego odcinka potoku Ruda (Ru. 1) jest wynikiem znacznego zaangażowania związków siarki w przemiany biochemiczne oraz zmiennej w czasie aktywności poszczególnych źródeł dostawy siarczanów do wód powierzchniowych. Wyższe koncentracje siarczanów w miesiącach półrocza zimowego związane są najprawdopodobniej ze wzrostem ich dostawy ze źródeł antropogenicznych (ryc. 26).

Pomimo tego, że udział chlorków w składzie jonowym badanych wód wynosi tylko od 2 do 6% sumy jonów podstawowych są podobnie jak siarczany istotnym wskaźnikiem stopnia zanieczyszczenia środowiska. Podwyższone koncentracje chlorków pokrywają się z obszarami podlegającymi najsilniejszej antropopresji: to jest z użytkowanymi rolniczo obszarami zlewni Rakutowki (około 25 mg dm<sup>-3</sup>), północnej części zlewni Zuzanki (około 15 mg dm<sup>-3</sup>) oraz zlewni Kanału Głównego, gdzie wysokie stężenia chlorków (61,89 mg dm<sup>-3</sup>) związane są z infiltracją silnie zasolonych wód wiślanych (ryc. 27). W tym przypadku udział anionu chlorkowego w ogólnym składzie jonowym wzrasta do 13%. Względnie duża zmienność (średnio 32,1%) stężeń anionów chlorkowych wynika z faktu okresowej ich dostawy z opadami atmosferycznymi i dopływem zanieczyszczeń z gospodarstw rolnych. Koncentracja chlorków w poszczególnych półroczach była zasadniczo wyrównana. Jedynie w wodach Rakutowki wyższe stężenia chlorków występowały w miesiącach półrocza zimowego (ryc. 26).

Podstawowym źródłem rozpuszczonych w wodzie kationów wapnia, magnezu i potasu jest materiał mineralny. Związki wapnia, magnezu i potasu charakteryzują się dobrą rozpuszczalnością. Rola zanieczyszczeń jako źródeł dostawy tych substancji do wód odgrywa w tym przypadku mniejszą rolę (szczególnie w odniesieniu do jonów magnezu). Na obszarach rolniczych istotnym źródłem tych kationów mogą być stosowane w uprawach nawozy sztuczne.

Średnie wielkości stężeń kationu wapnia zawierały się w granicach od 33,9 mg dm<sup>-3</sup> (Jez. Wikaryjskie) do 99,32 mg dm<sup>-3</sup> (Rakutowka – szosa) przy średniej wartości 60,65 mg dm<sup>-3</sup> dla całego obszaru zachodniej części Kotliny Płockiej (ryc. 27). Udział kationu wapnia w badanych wodach wynosił przeciętnie 18,7%. Ponieważ główne źródła jego dostawy występują w obszarach położonych poza piaszczystymi, ubogimi w minerały zawierające wapń poziomami pradolinnymi (wysoczyzna morenowa, koryto Wisły), wyższe jego stężenia stwierdzono w Rakutowce, Kanale Głównym oraz wypływach wód gruntowych (ryc. 27). Najniższymi stężeniami jonów wapnia charakteryzują się natomiast wody jezior. Stężenia wapnia w wodzie zależą w dużym stopniu od równowagi węglanowej. W określonych warunkach fizyczno-chemicznych wapń może przyjmować postać form nierozpuszczalnych i ulegać sedymentacji. Zmienność koncentracji jonów wapniowych jest tylko nieco większa niż w przypadku kwaśnych węglanów i wynosi od 10,5% – źródło nad Jez. Gościąż (Ru. 6) do 30,3% w Rakutowce (Rk. 3) (tab. 6). Zaznaczająca się w części przypadków nieznaczna przewaga stężeń w półroczu zimowym wynika z większej aktywności w odpływie bardziej agresywnych wód atmosferycznych oraz osłabienia natężenia procesów biogeochemicznych, w których uczestniczą jony wapnia (ryc. 26).

Kation magnezu, stanowiący od 3 do 7% ogólnej sumy jonów, wykazywał najmniejsze zróżnicowanie w poszczególnych punktach pomiarowych. Jego średnie stężenia zawierały się w przedziale od  $8,45 \text{ mg dm}^{-3}$  (źródło nad Jez. Gościąż) do  $20,4 \text{ mg dm}^{-3}$  (Rakutówka – Dębniaki) (ryc. 27). Wyraźnie mniejsza zasobność w magnez cechowała wody zlewni Rudy. Względnie wysoką zmienność stężeń kationów magnezu odzwierciedlają wartości współczynników zmienności wynoszące od 38,8 do 50,7% (tab. 6). Odmienne jak to było w przypadku wapnia, nieco wyższe stężenia jonu magnezowego występowały w półroczu letnim (ryc. 26).

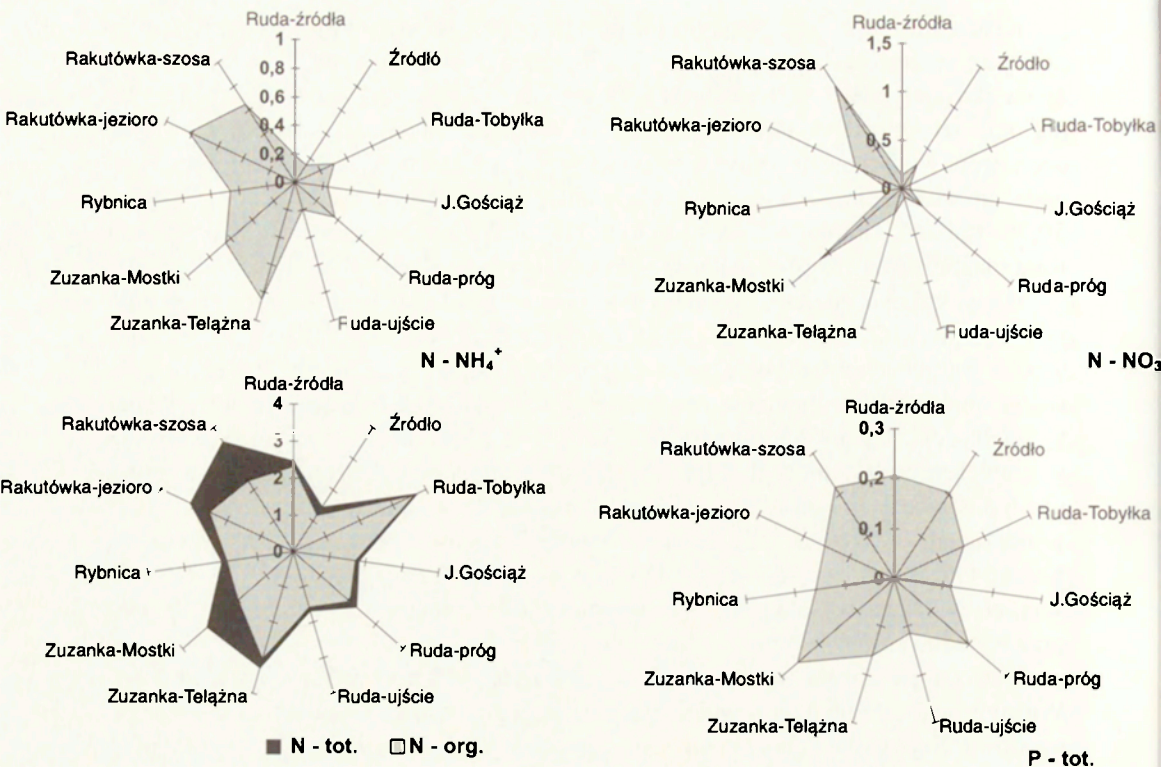
Potas, którego udział w składzie jonowym wynosił około 1,5%, jest szczególnie ważnym pierwiastkiem ze względu na rolę, jaką odgrywa przy wzroście roślin. Dlatego w warunkach intensywnej produkcji roślinnej jego zapasy w glebie dostępne dla roślin muszą być uzupełniane nawozami sztucznymi. Znajduje to odzwierciedlenie w wielkościach jego średnich stężeń, które w badanych zlewniach zawierały się w granicach od 0,2 do  $21 \text{ mg dm}^{-3}$ . Najniższe wartości stwierdzone zostały w zlewniach o największym odsetku powierzchni leśnych (zlewnie Rudy i Rybnicy), wyższe w obszarach użytkowanych rolniczo (zlewnie Rakutówki, Zuzanki) oraz w wodzie Kanału Głównego (ryc. 27). Stężenia jonów potasu charakteryzują się małą stabilnością, co wyrażają wysokie wartości współczynnika zmienności (przeciętnie 88,5%) oraz wyraźne zróżnicowanie sezonowe (ryc. 26).

Większa podatność na wymywanie jest powodem nieco wyższych stężeń sodu. Ważnym jego źródłem są również zanieczyszczenia bytowe i nawozowe oraz woda opadowa. Najwyższe koncentracje sodu, podobnie jak było to w przypadku chlorków, charakterystyczne są dla wody Kanału Głównego (infiltracja zasolonych wód wiślańskich) –  $36,9 \text{ mg dm}^{-3}$ . Najniższe odpowiadają natomiast wodom zlewni Rudy (od  $3,03$  do  $4,62 \text{ mg dm}^{-3}$ ), charakteryzującej się najmniejszym stopniem antropogenizacji środowiska (ryc. 27). Słabo wyrażone zróżnicowanie stężeń w poszczególnych półroczach (ryc. 26) oraz mniejsza ich zmienność (38,6%) odzwierciedla mniejszą rolę tego kationu w obiegu biologicznym.

### Substancje biogenne (fosfor i azot)

Pomimo, że udział fosforu i azotu w ogólnej sumie jonów jest niewielki (poniżej 1%), to jednak substancje te mają duże znaczenie w procesach hydrochemicznych i biochemicznych. Odpowiedzialne są one za stan trofii zbiorników wodnych, co nie jest bez znaczenia w przypadku analizowanych cieków, w których odpływ włączone są jeziora. Wysokie stężenia azotu i fosforu w ekosystemach wodnych są często jedyneymi wskaźnikami pogarszającymi jakość ich wód. Zestawione w tabeli 6 i przedstawione na rycinie 28 wartości stężeń azotu i fosforu wskazują, że również w przypadku analizowanych cieków i jezior ich dopuszczalna wielkość dla wód pierwszej klasy czystości została przekroczona.

Rozpatrując wielkość koncentracji azotu, należy poddać analizie zarówno jego formy organiczne, jak i mineralne. Umożliwi to określenie wpływu rolnictwa na stan jakości wód powierzchniowych. Dominującą formą azotu w badanych wodach okaza-



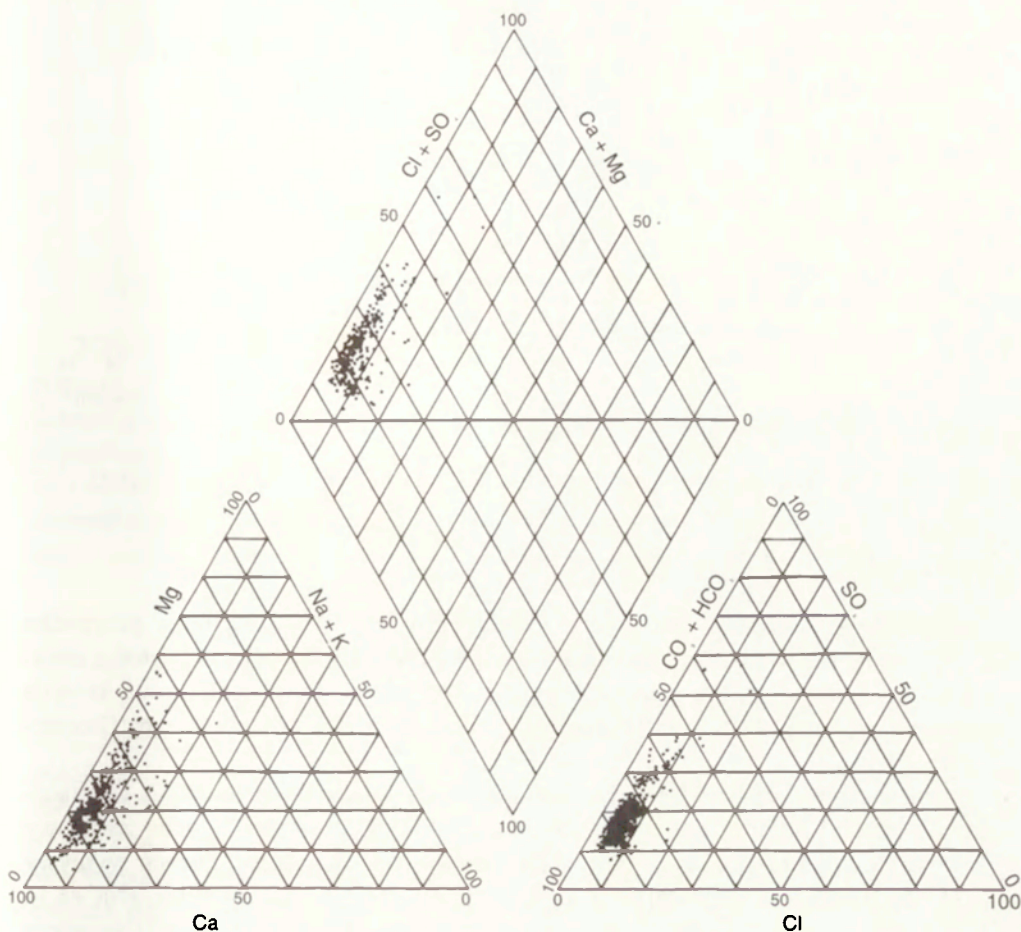
Ryc. 28. Zróżnicowanie średnich wartości stężeń substancji biogennej (w  $mg\ dm^{-3}$ ) w wodach powierzchniowych w wybranych punktach kontrolno-pomiarowych zachodniej części Kotliny Płockiej

Variability of mean values of biogenic substances ( $mg\ dm^{-3}$ ) of the surface waters in the chosen control-measurement sites in the western part of the Plock Basin

ła się jego forma organiczna. Średnie wartości jego koncentracji wynosiły od  $1,16\ mg\ dm^{-3}$  (źródło przy Jez. Gościąż) do  $3,64\ mg\ dm^{-3}$  (Ruda-Tobyłka). Z różnicy stężeń pomiędzy azotem całkowitym a organicznym można określić wielkość udziału mineralnych form azotu w wodzie. Z diagramu na rycinie 28 wynika, że jest ona największa w zlewni Rakutówki ( $1,26$  i  $0,56\ mg\ dm^{-3}$ ) i północnej części zlewni Zuzanki (Zuzanka Mostki –  $1,12\ mg\ dm^{-3}$ ). Na pozostałym obszarze jest mała i wynosi od  $0,09$  do  $0,25\ mg\ dm^{-3}$ . Przeprowadzona analiza wskazuje, że największe koncentracje związków azotu w wodzie pokrywają się z terenami użytkowymi rolniczo oraz z płytkimi jeziorami o wysokim stopniu trofii.

Stężenia fosforu ogólnego charakteryzują się stosunkowo małą zmiennością (od  $0,11\ mg\ dm^{-3}$  – jez. Gościąż do  $0,25\ mg\ dm^{-3}$  – Zuzanka Mostki) (ryc. 28). Niższe wartości koncentracji fosforu występują w wodach jezior, a wyższe w zlewniach o większym udziale użytków rolnych oraz w obszarach źródliskowych.

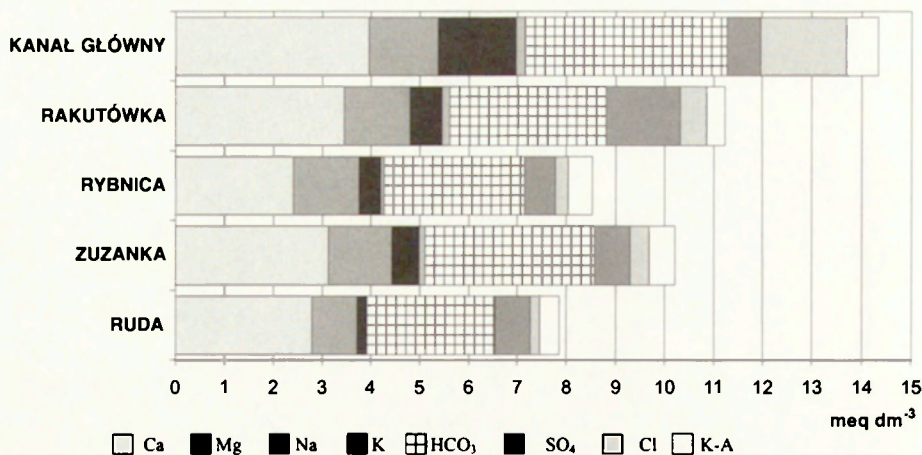
Pomimo różnych źródeł zasilania zróżnicowanie składu chemicznego wody w poszczególnych zlewniach, bądź też ich fragmentach, nie jest na tyle duże, aby można



Ryc. 29. Skład chemiczny wód powierzchniowych w zachodniej części Kotliny Płockiej – wykres Piper'a

Chemical composition of the surface waters in the western part of the Plock Basin – the Piper's graph

było zaklasyfikować ją do różnych grup hydrochemicznych. Odzwierciedla to wykres Piper'a (ryc. 29), z którego zgodnie z klasyfikacją Monitona wynika, że badane wody należą do typu wodorowęglanowo-wapniowego. Uwzględniając średnie stężenia dwóch najważniejszych kationów i anionów (klasyfikacja Brodzkiego), wody te można zaliczyć do wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-magnezowych. Inny typ reprezentują jedynie wody jeziora Goreńskiego i Rakutowskiego (wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-sodowe) oraz Kanału Głównego (wodorowęglanowo-chlorowo-wapniowo-sodowe). Średni skład jonowy wód zachodniej części Kotliny Płockiej (ryc. 30) opisany szeregami jonowymi: kationy  $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ , aniony:  $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$ , reprezentuje najbardziej typowy (47%) układ jonowy dla wód



Ryc. 30. Średni skład chemiczny wody w ciekach zachodniej części Kotliny Płockiej  
Average water chemical composition in the streams of the western part of the Plock Basin

rzecznych występujących na świecie (Walling, Webb 1986). Jedynie w przypadku wód Kanału Głównego dopływ infiltrujących wód wiślanych wpływa na istotną zmianę układu jonowego. Na znaczeniu zyskują tutaj jony sodowe i chlorkowe, których wysokie stężenia stwierdzone zostały w wodzie zbiornika włocławskiego (Gierszewski 1999).

Zaznaczająca się we wszystkich analizowanych punktach pomiarowych nieznaczna przewaga kationów nad anionami (od 0,25 do 0,50 mval dm<sup>-3</sup>), słabo zasadowy odczyn oraz wartości wskaźników hydrochemicznych charakteryzujących wypływy wód podziemnych (stanowisko Ru. 6, ryc. 3) ( $r_{Na^+ + K^+ / Cl^-} = 0,18$ ;  $r_{Na^+ + K^+ + Mg^{2+} / Cl^-} = 3,85$  i  $r_{Na^+ / Cl^-} = 0,76$ ; na podstawie A. Macioszczyk 1987) świadczą o tym, że badane ciekі zasilane są w znacznym stopniu wodami podziemnymi o ograniczonych możliwościach wymiany z wodami atmosferycznymi. Na niewielki udział w wodach podziemnych składników atmosferycznych (Na<sup>+</sup> i Cl<sup>-</sup>) wskazują również niskie wartości wskaźników:  $r_{Na^+ / (Na^+ + Ca^{2+})}$  oraz  $r_{Cl^- / (Cl^- + HCO_3^-)}$  charakteryzujących stosunek stężeń składników resztkowych (Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>) do dominujących (Ca<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) (Gibbs 1970, *vide* Appelo, Postma 1993). Ich wartości w latach 1990–1993 wynosiły odpowiednio od 0,02 do 0,08 (średnio 0,05) dla pierwszego wskaźnika oraz od 0,05 do 0,13 (średnio 0,08) dla drugiego.

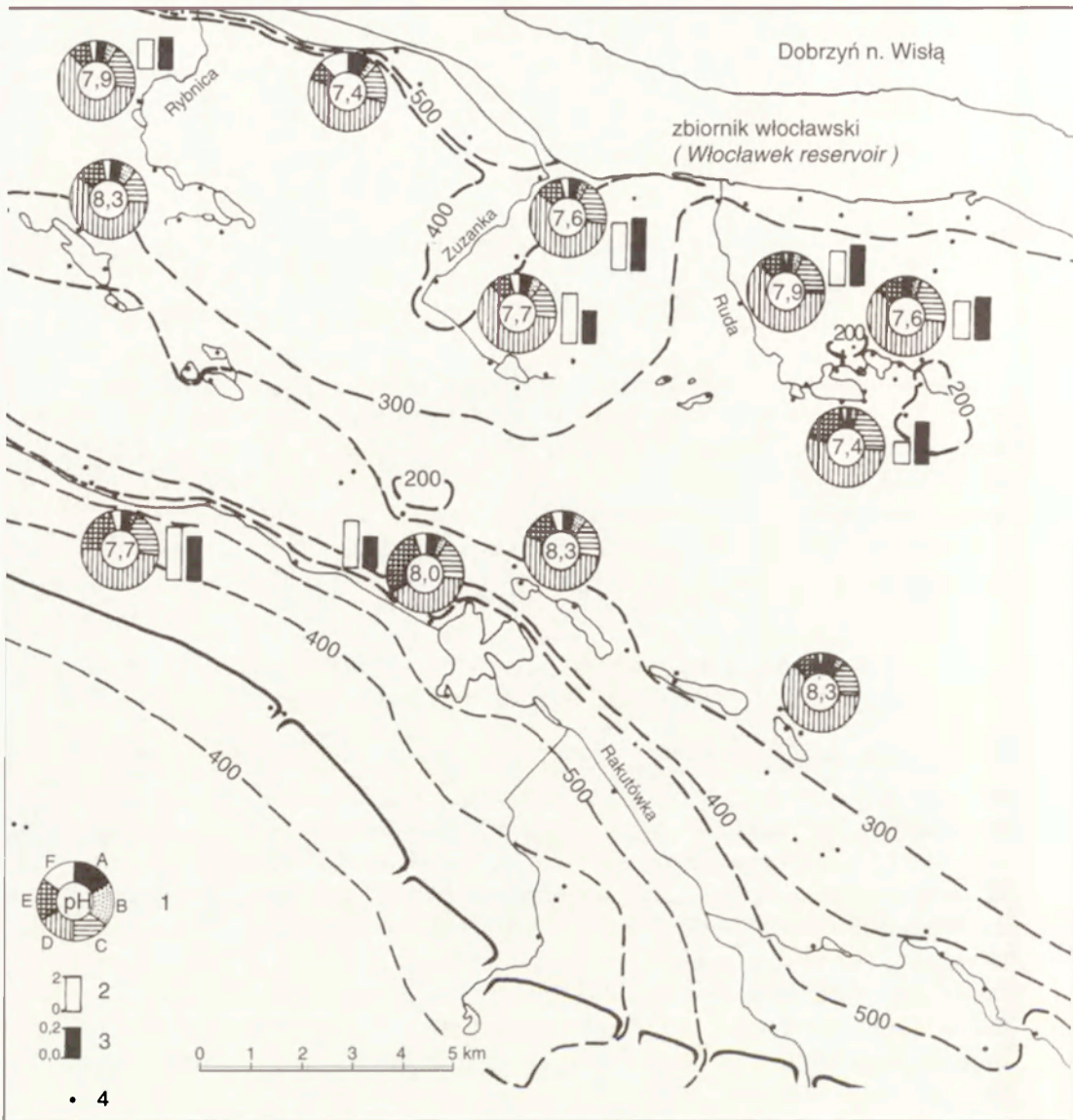


## 5. UWARUNKOWANIA PRZESTRZENNEJ I CZASOWEJ ZMIENNOŚCI SKŁADU CHEMICZNEGO WÓD POWIERZCHNIOWYCH

Zróźnicowanie przestrzenne warunków naturalnych oraz rodzaj i wielkość antropresji w powiązaniu z obiegiem wody kształtują aktualny stan hydrochemiczny danego geosystemu. Określenie znaczenia składników statycznych (litologia, rzeźba, użytkowanie ziemi) i dynamicznych (warunki meteorologiczne, hydrologiczne i biotyczne) środowiska fizycznogeograficznego w procesie kształtowania właściwości chemicznych wód powierzchniowych pozwoli na wskazanie źródeł i kierunków dostawy substancji rozpuszczonych do zlewni.

### 5.1. ZRÓŻNICOWANIE PRZESTRZENNE KONCENTRACJI MATERIAŁU ROZPUSZCZONEGO

Z przedstawionego wyżej opisu środowiska geograficznego wynika, że zlewnie położone w obrębie dna Kotliny Płockiej charakteryzują się dużą jednorodnością poszczególnych jego elementów. W związku z tym nie są one najważniejszym czynnikiem, który różnicuje wielkość mineralizacji i skład chemiczny krążących wód. W przypadku tego obszaru istotniejsze jest jego „tranzytowe” położenie pomiędzy dwoma odmiennymi pod względem cech środowiska geosystemami – wysoczyzny morenowej i koryta Wisły. Zlewnie położone w obrębie dolin dużych rzek mają charakter „otwartych” systemów hydrologicznych i hydrochemicznych. Swobodna wymiana materii na granicach geosystemów powoduje, że w obrębie pradoliny koncentrują się nie tylko efekty procesów lokalnych, ale również regionalnych. Związane jest to ze złożonym systemem jej zasilania (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1993), na który składa się: bezpośrednia alimentacja opadowa, zasilanie wodami podziemnymi pochodzenia lokalnego, wodami podziemnymi (różnych poziomów wodonośnych) z obszarów przylegających do doliny wysoczyzn i dopływami wód ascenzyjnych, wodami tranzytowymi infiltrującymi z rzeki głównej, dopływami wód powierzchniowych (cieki, spływ powierzchniowy) z obszaru wysoczyzny. Skutkiem takiego zasilania dna doliny jest powstanie mieszaniny wód o różnej genezie i wieku. W efekcie woda zlewni pradolinnych charakteryzuje się odmiennym, zmodyfikowanym składem chemicznym, niż by to wynikało z warunków lokalnych. Zmiany te są skutkiem zróźnicowania przestrzennego takich cech zlewni, jak: litologia utworów powierzchniowych, miąższość strefy aeracji, roślinność, występowanie jezior oraz stopień antropresji.



Ryc. 31. Szkic przestrzennej zmienności cech hydrochemicznych wód powierzchniowych zachodniej części Kotliny Płockiej (izoliniami zaznaczono przybliżony zasięg wód o określonym stopniu mineralizacji ogólnej – w  $\text{mg dm}^{-3}$ )

- 1 – diagram składu jonowego w %. A –  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ , B –  $\text{Mg}^{2+}$ , C –  $\text{Ca}^{2+}$ , D –  $\text{HCO}_3^-$ , E –  $\text{SO}_4^{2-}$ , F –  $\text{Cl}^-$ ,  
 2 – azot ogólny w  $\text{mg dm}^{-3}$ , 3 – fosfor ogólny w  $\text{mg dm}^{-3}$ , 4 – lokalizacja punktów poboru prób wody i pomiarów przewodności elektrycznej wody

Spatial variability of hydro-chemical characteristics of the surface waters in the western part of the Płock Basin (isolines show approximate range of waters of the given total mineralization level –  $\text{mg dm}^{-3}$ )

- 1 – graph of % ion composition, A –  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ , B –  $\text{Mg}^{2+}$ , C –  $\text{Ca}^{2+}$ , D –  $\text{HCO}_3^-$ , E –  $\text{SO}_4^{2-}$ , F –  $\text{Cl}^-$ , 2 – total nitrogen in  $\text{mg dm}^{-3}$ , 3 – total phosphorus in  $\text{mg dm}^{-3}$ , 4 – location of water sample taking and water electric conductivity measuring

Na podstawie stopnia zmineralizowania wód powierzchniowych wydzielono na badanym obszarze kilka charakterystycznych stref. Już z pobieżnej analizy załączonego szkicu (ryc. 31) wynika, że wody cieków i jezior położonych w części kotliny graniczącej z wysoczyzną i zbiornikiem włocławskim mają wyraźnie wyższą mineralizację w stosunku do położonych w centralnej części doliny.

Południowa część Kotliny Płockiej, granicząca z wysoczyzną kujawską, charakteryzuje się występowaniem najbardziej zmineralizowanych wód powierzchniowych (od około 400 do 600 mg dm<sup>-3</sup>). Obszar ten odwadniany jest przez Rakutówkę, której zlewnia w około 65% zajmuje tereny położone na wysoczyźnie. Wpływa to na stopień ich zmineralizowania i skład jonowy. Występujące tu gliny morenowe i piaski gliniaste są bardziej zasobne w podatne na wymywanie składniki mineralne niż wypełniające dno pradoliny piaski i żwiry. Również rozwijające się tutaj intensywne rolnictwo na lepszej jakości glebach przyczynia się do podwyższenia ogólnej koncentracji jonów. Stosowane nawozy i środki ochrony roślin oraz zwiększona dostawa zanieczyszczeń z gospodarstw rolnych wpływają również na stan jakości wód powierzchniowych. Mniejsza przepuszczalność osadów wysoczyznowych sprzyja formowaniu się spływu powierzchniowego i śródpokrywowego, w wyniku którego ługowane są bardziej zasobne w składniki rozpuszczalne powierzchniowe warstwy gleby. Dzięki tym spływom, a także zasilaniu gruntowemu (z pierwszego poziomu wodonośnego) oraz dopływowi wody siecią hydrograficzną, te silnie zmineralizowane wody wprowadzane są w obszar pradoliny. Ich występowanie ogranicza się do około trzykilometrowego pasa ciągnącego się wzdłuż wysoczyzny. Północną granicę tej strefy wyznacza Rakutówka z centralnie położonym Jeziorem Rakutowskim oraz jej prawym dopływem, biorącym początek pod Gostyninem. Taki system drenażu zapobiega rozprzestrzenieniu się wysoko zmineralizowanych wód wysoczyznowych na obszarze centralnej części Kotliny Płockiej. Warunki lokalne, charakterystyczne dla obszaru zlewni Rakutówki położonej w pradolinie, nie wpływają zasadniczo na zmianę cech hydrochemicznych wód spływających z wysoczyzny. Pomimo rolniczego charakteru tej części zlewni oraz dogodnych warunków dostawy substancji rozpuszczonych do płytko występującego poziomu wód gruntowych (1–2 m) (Zwoliński 1963; Glazik 1978) mniej zasobne w porównaniu z osadami wysoczyznowymi podłoże skalne (piaszczyste utwory zastoiskowe) nie wpływa na zmianę wielkości mineralizacji ogólnej wód powierzchniowych. Lokalnym modyfikacjom podlega jedynie ich skład jonowy. Dzieje się tak między innymi na obszarach występowania gleb torfowych, gdzie w wyniku mineralizacji materii organicznej może następować okresowy wzrost koncentracji wodorowęglanów i jonów wapniowych. Zdaniem P. Schota (1991) jest to jedna z przyczyn wysokiej mineralizacji płytkich wód podziemnych doliny rzeki Vecht w Holandii. Podobny związek zaobserwował D. V. Zakrzewski (1991) w dolinie Prypoci, gdzie po zmeliorowaniu i osuszeniu gleb bagiennych stężenia jonów wodorowęglanowych i wapniowych zmniejszyły się na tyle, że wody tego obszaru zmieniły swój typ hydrochemiczny.

W północnej części zlewni Rakutówki mineralizacja wody jest nieco niższa i zawiera się w przedziale od 300 do 400 mg dm<sup>-3</sup> (ryc. 31). Znaczenie zasilania zlewni wodami powierzchniowymi i płytkimi gruntowymi dopływającymi z wysoczyzny

zmniejsza się na korzyść zasilania tej części zlewni nieco słabiej zmineralizowanymi wodami gruntowymi z głębszych poziomów wysoczyznowych (fluwioglacjalnych). Na piaszczystych dobrze przepuszczalnych glebach dominują grunty orne. Sprzyja to wymywaniu do wód podziemnych i powierzchniowych składników zawartych w nawozach, a tym samym podniesieniu stopnia ich zmineralizowania. Okresowo może dochodzić również do zmniejszenia mineralizacji w wyniku dopływu słabo zmineralizowanych wód z położonych na północy zwydmionych teras pradolinnych. Niewielkie wypływy wód podziemnych z tego kierunku obserwowano w otoczeniu Jeziora Lubiechowskiego. O możliwości formowania się okresowych, lokalnych działów wodnych w obszarach wydmowych Kotliny Płockiej pisał R. Glazik (1992).

Najniższą mineralizacją (od 200 do 300 mg dm<sup>-3</sup>) (ryc. 31) charakteryzują się wody w centralnej i północno-wschodniej części badanego obszaru. Dotyczy to zlewni Rudy oraz południowych części zlewni Rybnicy i Zuzanki. Tak niska mineralizacja uwarunkowana jest przede wszystkim rodzajem osadów. Stanowią je tutaj dobrze przemyte, w dużym stopniu wylugowane, piaski pochodzenia fluwioglacjalnego i fluwialnego. Ich dobra przepuszczalność również ogranicza możliwości wymywania soli. Krótki jest bowiem kontakt infiltrujących wód ze środowiskiem skalnym. Badania J. J. Małeckiego i M. Maneckiego (1995) wykazały, że decydujący wpływ na mineralizację płytkich wód podziemnych ma górna część profilu glebowego, a proces rozpuszczania minerałów ilastych jest odpowiedzialny za formowanie się ich składu chemicznego. W przypadku centralnej części Kotliny Płockiej występuje duża miąższość strefy aeracji. Według R. Glazika (1978) obszar ten, przemodelowany przez procesy eoliczne, charakteryzuje się głębokim (od 4 do 8 m) położeniem zwierciadła wód podziemnych. Powoduje to, że tylko część wylugowanych soli dotrze poprzez odpływ podziemny do wód powierzchniowych. Uzasadniają to badania D. Małeckiej i J. J. Małeckiego (1993) prowadzone w Puszczy Kampinoskiej, które wykazały spadek koncentracji jonów sodu, potasu i chlorków po przejściu wody ze strefy aeracji do strefy saturacji już przy zaleganiu poziomu wód podziemnych na głębokości 2–2,5 m. I. D. L. Foster (1979) prowadząc badania w małej zlewni leśnej, położonej w południowej Anglii, stwierdził spadek koncentracji szeregu kationów (Ca<sup>+2</sup>, Mg<sup>+2</sup>, Na<sup>+</sup>) w wodzie odpływającej korytem cieku w stosunku do ich stężeń w wodzie glebowej. Kationy związane w kompleksie sorpcyjnym gleby (największa ich liczba występuje w jej warstwie powierzchniowej) w wyniku wymiany jonowej (sorpcja wymienna) stają się dostępne dla roślin i uczestniczą w obiegu biologicznym. Obieg biogenów i procesy wymiany jonowej w kompleksie sorpcyjnym gleby są zdaniem I. D. L. Fostera i I. C. Grieva (1984) podstawowymi czynnikami modyfikującymi wielkość i przebieg procesów wymywania substancji rozpuszczonej ze zlewni. W wielogatunkowych fitocenozach (np. leśnych) efektem takiego obiegu może być przewaga akumulacji nad wypłukiwaniem składników mineralnych (Puchalski, Prusinkiewicz 1975). Niska mineralizacja wód w tej części kotliny może być również spowodowana łatwą ewaporacją wody glebowej w okresach długotrwałych susz, czemu w szczególności sprzyja drobnopiaszczysty charakter osadów. Prowadzi to do wzrostu koncentracji soli w roztworze glebowym, a następnie do ich krystalizacji i akumulacji w glebie (Foster 1979). Potwierdzają to eksperymenty przeprowadzone przez

J. J. Małeckiego (1997), który oszacował na 25% udział substancji rozpuszczonych, powstałych w wyniku zateżnienia roztworu wskutek parowania w płytkich wodach podziemnych Wysoczyzny Białostockiej. Na niską mineralizację wód powierzchniowych, uwarunkowaną litologią i miększą strefą aeracji, nakłada się również wpływ lasów, których zwarte kompleksy zajmują centralną część Kotliny Płockiej. Często opisywany fakt występowania słabiej zmineralizowanych wód w zlewniach leśnych (Likens i in. 1977; Imeson, Vis 1984; Swank 1986; Mochnacka-Ławacz 1991; Wrześniński, Ziętkowiak 1991; Borowiec, Pieńkowski 1993; Solarska, Solarski 1993) wynika ze znacznie mniejszej antropopresji w takich ekosystemach (mniej intensywne nawożenie, zbliżony do naturalnego obieg biologiczny substancji biogennych), ale również z właściwości gleb leśnych. Absorbują one wiele składników mineralnych zapobiegając tym samym ich wypłukaniu poza czynną warstwę gleby. W wytworzonych na piaskach glebach leśnych głównym adsorbentem kationów, z powodu małej zawartości minerałów ilastych, jest próchnica. Niski stopień wysycenia takich gleb zasadami powoduje, że charakteryzuje się ona również zdolnością przechwytywania kationów docierających z opadem deszczu (Pokojska 1992). Z hydrochemicznego punktu widzenia W. T. Swank (1986) charakteryzuje lasy jako stabilne ekosystemy. Wskazuje, że w porównaniu z rocznym odpływem substancji biogennych ze zlewni posiadają one większe możliwości do ich magazynowania i recyrkulacji. Potwierdzają to również eksperymenty przeprowadzone przez G. E. Likensa i in. (1977) oraz Hewletta i Dossa (1984), (*vide* Trimble 1988). Po całkowitym wycięciu lasu zaobserwowali oni w krążących wodach nawet czterokrotny wzrost stężeń większości kationów oraz azotanów.

W centralnej części Kotliny Płockiej zaobserwowano również miejsca o nieco wyższej mineralizacji wody (około  $300 \text{ mg dm}^{-3}$ ), związane z wypływami wód podziemnych (źródła w otoczeniu głęboko wciętych rynien jeziora Gościąż i Mielec). Wiązać ją należy z dopływem nieco bardziej zmineralizowanych wysoczyznowych wód podziemnych pochodzących z poziomów międzymorenowych. Występujące w obrębie zwydmionych poziomów pradolinnych niewielkie obniżenia bezodpływowe wypełnione są okresowo wodą o znacznie niższej mineralizacji (od około 50 do  $200 \text{ mg dm}^{-3}$ ). Ich kwaśny odczyn i niska mineralizacja wskazują, że są one zasilane bezpośrednio wodami opadowymi. Zbiorniki te skupiają się głównie w otoczeniu rynny jeziora Gościąż oraz okolicach jeziora Dziełno (zlewnia Zuzanki) (ryc. 3).

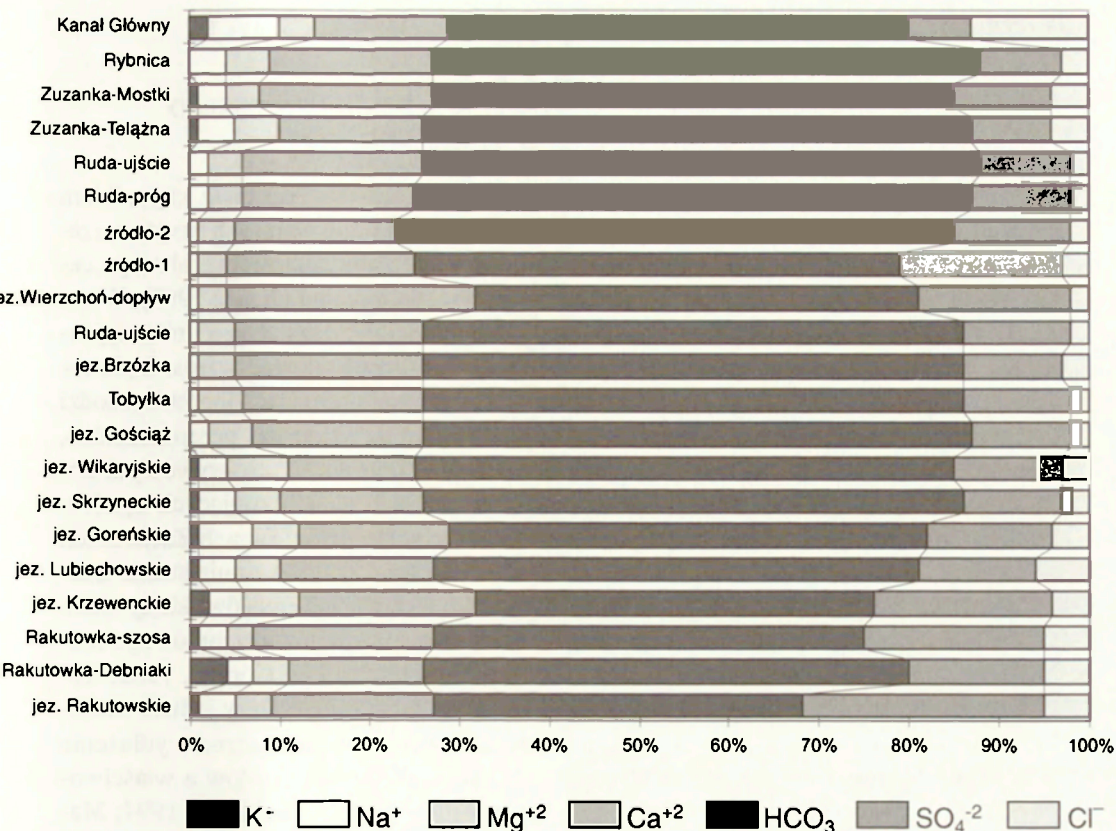
Ponowny wzrost mineralizacji wody zaobserwowano na północ od wyżej omówionej strefy. Na linii przebiegających tutaj krawędzi pomiędzy poziomami terasowymi V i IV oraz IV i III (ryc. 5) występują wypływy wód podziemnych o mineralizacji przekraczającej  $300 \text{ mg dm}^{-3}$  (okolice jeziora Radyszyn, Telążnej Leśnej, Mostków, Dobiegniewa i Dębu). Formują one niewielkie dopływy uchodzące do Rybnicy i Zuzanki lub bezpośrednio do zbiornika włocławskiego (ryc. 31). Północno-zachodnia część tego obszaru obejmuje powierzchnię terasy III, która zbudowana jest, podobnie jak „obniżenie rakutowskie”, z zastoiskowych osadów drobnopiaszczystych i mulkowych. Płytkie położenie zwierciadła wód podziemnych (1–2 m ppt.), a w okresie wiosennych nadwyżek wody okresowe podtopienie terenu, sprzyja większemu przenikaniu do wód podziemnych substancji wymywanych z wierzchniej warstwy gleby.

Wyższa mineralizacja związana jest również z rolniczym charakterem użytkowania ziemi (grunty orne i łąki) w północnej części zlewni Zuzanki i Rybnicy. W obszarach o najintensywniejszym oddziaływaniu rolnictwa, np. w okolicach wsi Smolnik, mineralizacja przekracza wartość  $400 \text{ mg dm}^{-3}$  (ryc. 31).

Równie wysoką mineralizacją ( $500\text{--}600 \text{ mg dm}^{-3}$ ), jak wody powierzchniowe spływające z wysoczyzny morenowej, charakteryzuje się woda odpływająca Kanałem Głównym i jego prawobrzeżnymi dopływami (rowami melioracyjnymi) (ryc. 31). W tym przypadku jest to spowodowane infiltracją przez zapórę boczną w obszar depresyjny zanieczyszczonej wody ze zbiornika wrocławskiego. Głęboko wcięte koryto kanału przejmując te wody i odprowadza do Wisły poniżej zapory.

Na wielkość mineralizacji ogólnej wód powierzchniowych badanej części Kotliny Płockiej znaczący wpływ mają również jeziora. Procesy sedymentacyjne i przemiany biochemiczne związane z produkcją i rozkładem biomasy powodują, że mineralizacja ich wód jest niższa w porównaniu z wodami płynącymi (Wicik 1993). Wpływ jezior na transformację składu chemicznego przedstawiony został w rozdziale 6.

W porównaniu z dużą zmiennością mineralizacji wody znacznie słabiej zaznaczają się różnice w składzie jonowym. Badane wody reprezentują bowiem jedną grupę hydrochemiczną. Wpływ czynników lokalnych na skład chemiczny wody odzwierciedla procentowy udział podstawowych jonów (ryc. 32). Największe różnice w składzie jonowym występują w wodzie odpływającej Kanałem Głównym. Stwierdzono tam znacznie większy udział jonów chlorkowych (13%) i sodowych (8%) w porównaniu z resztą badanych wód. Jest to spowodowane infiltracją zasolonych wód wiślanych w odwadnianą przez kanał depresyjną część obszaru przyzbiornikowego. Nieznacznie większy (2 do 3%) udział chlorków jest również charakterystyczny dla użytkowanych rolniczo zlewni Rakutówki i północnej części zlewni Zuzanki. Stężenia chlorków w tych obszarach wynoszą około  $13\text{--}14 \text{ mg dm}^{-3}$  w zlewni Zuzanki oraz od  $11,5$  do  $25,5 \text{ mg dm}^{-3}$  w zlewni Rakutówki. Naturalny poziom stężenia chlorków charakteryzujący tło hydrochemiczne oscyluje natomiast pomiędzy  $2$  a  $10 \text{ mg dm}^{-3}$  (Macioszczyk 1987). Stwierdzone koncentracje przekraczają więc w różnym stopniu ten próg. Źródłem wyższych stężeń chlorków są w tym przypadku stosowane nawozy mineralne (np. chlorek potasu) oraz zanieczyszczenia bytowe i hodowlane z gospodarstw rolnych. Za takim pochodzeniem chlorków przemawiają badania W. Sussmanna (1983), który uznał je za dobry wskaźnik intensywności nawożenia. Zwiększony o 5 do 10% udział anionów siarczanowych w składzie jonowym wód zlewni Rakutówki w stosunku do ich zawartości w wodach pozostałych cieków jest wynikiem ich krążenia w osadach organicznych pochodzenia jeziornego i bagiennego. Tego typu osady są zdaniem M. Fotymy i S. Mercika (1992) około dziesięć razy zasobniejsze w związki siarki w porównaniu z glebami mineralnymi. Autorzy ci wskazują ponadto na znaczną aktywność procesów utleniania siarczków do form siarczanowych w przypadku melioracji obszarów łąk i torfowisk. Procesy tego typu mogą występować na obszarach łąk położonych w pradolinnej części zlewni Rakutówki. Wyższe stężenia jonów siarczanowych w terenach bagiennie-torfowiskowych odnotowali także B. Hasholt (1983) i A. N. Norrström (1995). Również nieco większy udział kationów sodu i potasu w wodach rolniczo użytkowanej zlewni Rakutów-



Ryc. 32. Zróżnicowanie struktury składu jonowego wód powierzchniowych (w %) zachodniej części Kotliny Płockiej (na podstawie wartości średnich)

Variation of ion composition structure of the surface waters (in %) in the western part of the Płock Basin (on the basis of mean values)

ki i Zuzanki wiązać należy ze stosowanym nawożeniem mineralnym i organicznym. W przypadku Rakutowki, zasilanej bezpośrednio wodami wysoczyznowymi, pewne znaczenie mogą również odgrywać procesy wymiany jonowej zachodzące w wodach drenujących słabo przepuszczalne gliniaste osady wysoczyznowe. Część jonów wapnia i magnezu zamieniana jest wówczas na jony potasowe i sodowe (Bakalowicz 1994).

Koncentracja substancji biogenych (azot i fosfor) charakteryzuje się stosunkowo małym zróżnicowaniem przestrzennym wynoszącym dla azotu ogólnego od 1,46 do 3,53 mg dm<sup>-3</sup>, a dla fosforu ogólnego od 0,15 do 0,25 mg dm<sup>-3</sup>. Wiąże się to z trwałym zanieczyszczeniem biogenami wód podziemnych, które stanowią zasadnicze źródło zasilania badanych zlewni (Kentzer, Żytkowicz 1993). Nieznacznie wyższe ich stężenia występują w wodach zlewni Rakutowki i Zuzanki, które charakteryzuje największy stopień rolniczego wykorzystania.

## 5.2. DYNAMIKA PROCESÓW HYDROCHEMICZNYCH

### 5.2.1. ZWIĄZEK KONCENTRACJI MATERIAŁU ROZPUSZCZONEGO Z PRZEBIEGIEM OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH

Wielkość i natężenie opadów atmosferycznych może być istotnym czynnikiem wpływającym na zmiany koncentracji jonów w wodach odpływających korytem rzeczonym. Nie wynikają one bezpośrednio ze stopnia ich zmineralizowania, ale z procesów, które zachodzą po ich zetknięciu się z powierzchnią gruntu (Janiec 1997). W zależności od przepuszczalności podłoża, rzeźby, reżimu hydrologicznego i retencyjności zlewni opady o różnej wielkości i natężeniu mogą powodować wzrost bądź też spadek koncentracji jonów w wodach rzecznych. Wzrost koncentracji jonów zachodzi wówczas, gdy agresywne chemicznie wody opadowe łągają dobrze przepuszczalne, zasobniejsze w rozpuszczalne sole utwory podłoża i splywem śródpokrywowym dostają się do koryta rzecznego. Takie procesy w okresach dłużej trwających opadów i roztopów zaobserwowali między innymi A. Kotarba (1972) w Tatrach Zachodnich oraz A. Welc (1985) w Karpatach fliszowych. Natomiast szybkie zmniejszanie koncentracji zachodzi w czasie intensywnych, lecz krótkotrwałych opadów, kiedy słabo zmineralizowane wody deszczowe i roztopowe drogą splywu powierzchniowego rozcieńczają wodę odpływającą korytem rzeczonym (Froehlich 1975; Górniak 1982; Kostrzewski, Zwoliński 1990; Tłałka 1967; Webb, Walling 1983). Należy jednak zaznaczyć, że w zlewniach, których warunki naturalne wpływają na znaczne wydłużenie czasu krążenia wody, określenie związku pomiędzy wielkością opadów a właściwościami chemicznymi wód rzecznych jest bardzo trudne (Kostrzewski i in. 1994; Mazurek 1999).

Pomimo, że zakres prowadzonych badań nie obejmował analiz składu chemicznego wody opadowej, to jednak w celu określenia jej przybliżonej mineralizacji w roku hydrologicznym 1992 zostały wykonane pomiary ich przewodności właściwej. Wynosiła ona od 8,7 do 95,0  $\mu\text{S cm}^{-1}$  (średnia roczna 36,6  $\mu\text{S cm}^{-1}$ ). Jeśli uwzględni się, że pomiar obejmował również depozycję z okresu międzyopadowego, to uzyskaną wartość należy uznać za średnią. Zgodnie z klasyfikacją przewodnictwa elektrycznego opadów stosowaną w Niemczech (Jansen i in. 1988), zmierzone wartości mieszczą się na granicy klas opadów o lekko podwyższonym i znacznie podwyższonym przewodnictwie. Wartość przewodności w temperaturze 10°C odpowiada prawie dokładnie wagowej zawartości substancji rozpuszczonych zawartych w wodzie opadowej (Janiec 1997). Po uwzględnieniu poprawki temperaturowej średnia wartość mineralizacji wynosi więc 27  $\text{mg dm}^{-3}$ . Stanowi to około 10% wartości mineralizacji wód powierzchniowych badanych zlewni.

Warunki środowiska przyrodniczego Kotliny Płockiej powodują, że czas reakcji wód rzecznych na opad jest długotrwały. Budowa geologiczna i rzeźba zlewni sprzyjają wsiąkaniu wody opadowej, zaś duży udział powierzchni lasów sprawia, że tylko część wody spada na powierzchnię gruntu. Lasy wpływają również na wydłużenie czasu obiegu wody. Wszystko to ogranicza formowanie się splywu powierzchniowego, który sprzyja bezpośredniej reakcji zlewni na opad. Infiltrując w podłoże, wody



T a b e l a 7. Korelacja między koncentracją a wielkością opadów atmosferycznych (korelacja dla  $\alpha > 0,05$ , pogrubione korelacja dla  $\alpha > 0,01$ , \* – korelacja nieistotna, r – cały rok, z – półrocze zimowe, l – półrocze letnie)

Correlation between concentration and the size of rainfall (correlation for  $\alpha 0.05$ , bold correlation for  $\alpha 0.01$ , \* – unimportant correlation, r – a whole year, z – the winter half year, l – the summer half year)

	Zlewnia Rudy						Zlewnia Zuzanki		Zlewnia Rakutówki		Zlewnia Rybnicy
	Ru. 6	Ru. 1	Ru. 4	Ru. 5	Ru. 8	Ru. 9	Z. 1	Z. 2	Rk. 1	Rk. 3	Rb. 2
	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.
TDS	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
K <sup>+</sup>	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
Na <sup>+</sup>	* 0,57 *	***	***	* 0,67 *	* 0,41 *	***	***	***	***	* -0,68 *	***
Mg <sup>2+</sup>	***	* 0,56 *	***	***	***	***	***	***	***	***	***
Ca <sup>2+</sup>	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***	***
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	***	***	***	***	***	-0,39 -0,53*	***	-0,44 **	***	***	** 0,84
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	* 0,44 *	***	***	***	***	***	***	***	***	0,44 0,57 *	***
Cl <sup>-</sup>	***	* 0,59 *	***	* 0,45 *	***	***	0,52 0,95 *	***	***	***	***

opadowe łączą się z wodami podziemnymi i tą drogą, z pewnym opóźnieniem, zasilają wody powierzchniowe. Tam mieszają się często z wodami jeziornymi, przejmując w znacznym stopniu ich cechy hydrochemiczne. Stwierdzono brak związku pomiędzy wielkością opadów a stężeniem jonów (tab. 7). W obliczeniach uwzględniona została wielkość opadów atmosferycznych z okresu 15 dni poprzedzających pomiar (por. Kostrzewski, Stach 1992). Uzyskane wyniki wskazują, że związek ten jest najczęściej statystycznie nieistotny. Jedynie w przypadku jonów sodu, siarczanów i chlorków, które są ważną składową wód opadowych, w kilku punktach pomiarowych stwierdzono słabą wprost proporcjonalną zależność. Efektem zwiększonego dopływu wód opadowych i roztopowych do zlewni jest wzrost stężeń wymienionych wyżej jonów w wodach odpływających korytem rzeczny (Welc 1985; Kostrzewski i in. 1994). Nie bez znaczenia jest w tym przypadku fakt znacznej ruchliwości sodu, siarczanów i chlorków w środowisku wodnym oraz ich nadmiar w stosunku do zapotrzebowania biologicznego (Perelman 1971). Należy jednak zaznaczyć, że stwierdzony związek występował wyłącznie w miesiącach półroczna zimowego. Tylko wtedy występowały bowiem okresowe nadwyżki wody opadowej i roztopowej, która infiltrując w podłoże, mogła wmywać łatwo rozpuszczalne związki tych pierwiastków. Ten lokalny i okresowy wzrost koncentracji soli w korytach rzecznych i jeziorach w reakcji na opad atmosferyczny uwarunkowany był szybkim wmywaniem z profilu glebowego substancji nagromadzonych między innymi w efekcie ewaporacji wilgoci glebowej w czasie suchych miesięcy letnich, a w warunkach zimowego przemarznięcia gruntu – spadku aktywności procesów biogeochemicznych. W efekcie większych opadów lub roztopów następuje ługowanie soli i ich transport do koryt rzecznych głównie przez spływ śródpokrywowy. Proces ten określany jako *flushing effect* zaznacza się wzrostem stężeń soli w wodach rzecznych, szczególnie w okresie jesieni i wiosny (Foster, Walling 1978; Klein 1981; Williams, Ternan, Kent 1984; Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński 1993).

#### 5.2.2. ZWIĄZEK KONCENTRACJI MATERIAŁU ROZPUSZCZONEGO Z NATĘŻENIEM PRZEPIYU WODY

Opady atmosferyczne, o czym wspomniano wcześniej, w niewielkim stopniu wpływają na charakter reżimu hydrologicznego badanych zlewni. Uwarunkowane jest to przede wszystkim dominacją podziemnej składowej zasilania badanych cieków oraz kompleksem elementów środowiska geograficznego, które wpływają na wydłużenie czasu reakcji wód odpływających korytem rzeczny na opad atmosferyczny. Jednym z ważniejszych czynników wpływających na zmienność składu chemicznego wód rzecznych są warunki hydrologiczne (Walling, Webb 1986; Kostrzewski, Zwoliński 1992). Związek między koncentracją materiału rozpuszczonego a natężeniem przepływu wody był określany przez wielu autorów (Froehlich 1982; Grieve 1986; Ciupa 1991; Rzepa 1992; Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński 1993). Ma on charakter histerezy i w większości przypadków wykazuje istotną statystycznie korelację, zarówno w odniesieniu do mineralizacji ogólnej, jak i koncentracji poszczególnych jonów.

Należy jednak zaznaczyć, że w przypadku jonów wapniowych, wodorowęglanowych i siarczanowych jest on wyraźnie silniejszy.

Stwierdzono nieco wyższą siłę związku między natężeniem przepływu a koncentracją (tab. 8), niż było to w przypadku opadów atmosferycznych (tab. 7). Dotyczy to jednak zasadniczo Rakutówki, gdzie stwierdzono średnią siłę związku o charakterze wprost proporcjonalnym dla jonów wapniowych, wodorowęglanowych i siarczanowych i słabszą dla mineralizacji ogólnej i chlorków. W przypadku Zuzanki związek pomiędzy natężeniem przepływu a koncentracją zaznacza się mniej wyraźnie, a w dwóch pozostałych ciekach – Rudzie i Rybnicy jest statystycznie nieistotny. Wyniki zawarte w tabeli 8 wskazują, że zależność ta występuje w warunkach półrocza zimowego.

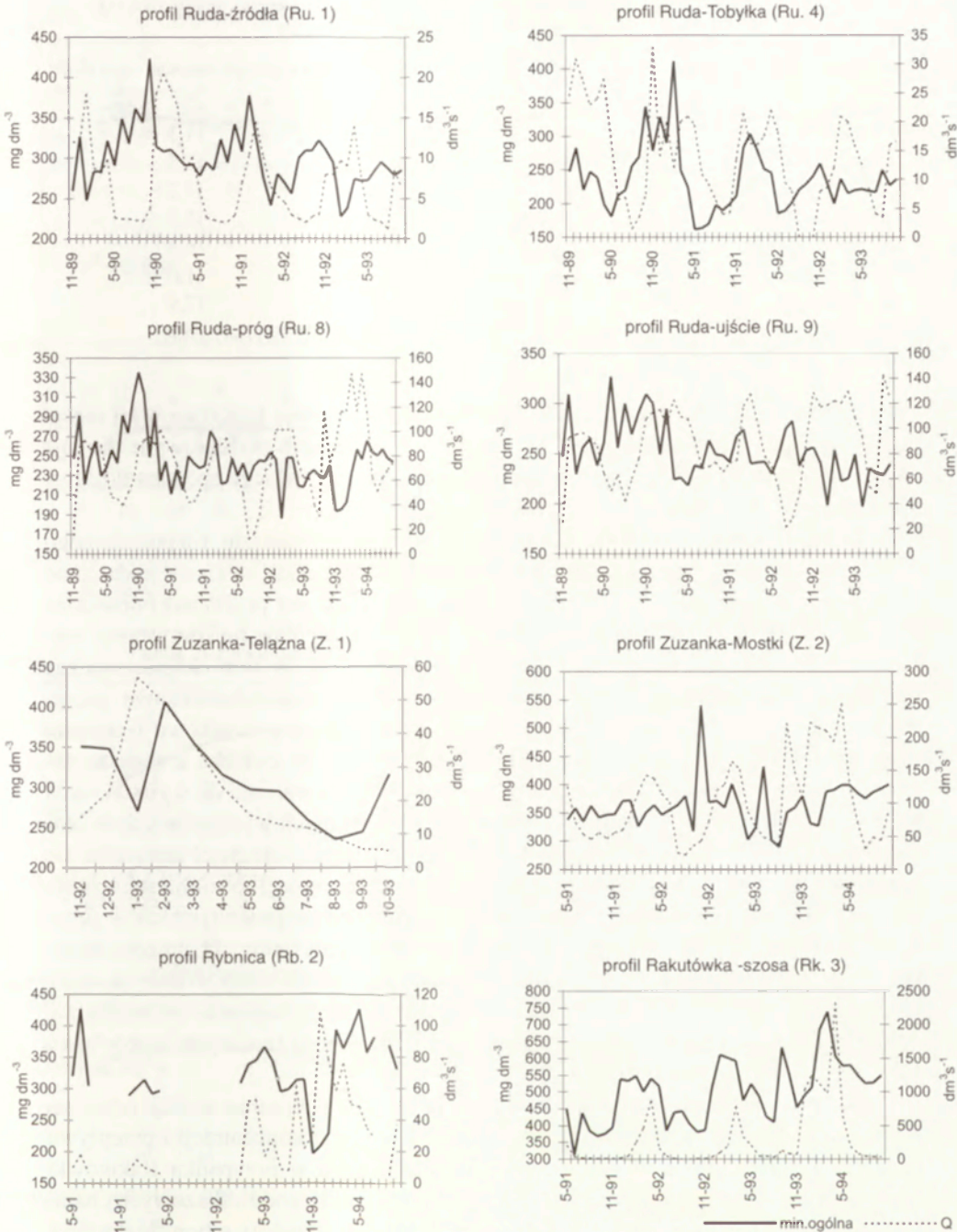
Porównanie przebiegu miesięcznych wartości koncentracji materiału rozpuszczonego i wielkości natężenia przepływu (ryc. 33) w Rudzie oraz w dolnym biegu Zuzanki (profil Mostki) wykazuje małe zróżnicowanie ogólnej mineralizacji wody, której współczynnik zmienności wynosił około 11% w stosunku do większej zmienności przepływu wynoszącej 35,0–71,5% (tab. 9). Tak mała zmienność koncentracji spowodowana jest podziemnym zasilaniem oraz retencją hydrochemiczną jezior. Dlatego ilość materiału rozpuszczonego jest zasadniczo niezależna od wielkości przepływu wody. Okresowo, szczególnie w źródłowym i ujściowym odcinku Rudy, zaznaczała się słaba tendencja do wzrostu mineralizacji wody w miarę zmniejszania się jej przepływu (ryc. 33). W przypadku źródłowego odcinka Rudy wiązało się to z charakterem zasilania w czasie letnich niskich przepływów wody. Zasadniczym źródłem zasilania cieką były wówczas bardziej zmineralizowane wody podziemne, krążące w osadach węglanowych wypełniających dno rynny glacialnej. Podobną sytuację zaobserwowano w ujściowym odcinku Rudy. W wyniku zmniejszonego w sezonie letnim dopływu słabiej zmineralizowanych wód jeziornych z górnej części zlewni, wody podziemne zasilające dolny odcinek Rudy w większym stopniu wpływały na poziom mineralizacji całości odpływającej wody. Przebieg opisanych wyżej zjawisk, przy niewielkim w sumie zróżnicowaniu mineralizacji wód o różnym pochodzeniu zasilających Rudę, nie wpływa na charakter zależności zachodzącej pomiędzy przepływem wody a koncentracją materiału rozpuszczonego.

Znacznie silniejszym związkiem między koncentracją soli a przepływem wody charakteryzuje się Rakutówka i w nieco mniejszym stopniu Zuzanka. Zaznacza się to głównie w miesiącach półrocza zimowego, kiedy wzrastającemu przepływowi wody towarzyszy wzrost koncentracji materiału rozpuszczonego (ryc. 33). W przypadku Rakutówki uwarunkowane jest to dopływem silnie zmineralizowanych wód z wysoczyzny. W związku z tym, że odbywa się on głównie za pośrednictwem systemu rowów melioracyjnych i drenów, zmiany mineralizacji i wielkości przepływu wody w korycie rzeki pojawiają się szybko. Za przyczynę cyklicznych kulminacji w przebiegu tych parametrów (ryc. 33), poza sezonowym zróżnicowaniem zasilania, uznać należy również zabiegi związane z regulacją odpływu wody zastawką znajdującą się na wyplywie Rakutówki z jeziora. W górnym odcinku Zuzanki (profil Teląźna), poniżej jej wyplywu z jeziora Teląźna, na podobny przebieg procesu w okresie odwilży wpłynęło zwiększone zasilanie cieką bardziej zmineralizowanymi wodami dopływają-

T a b e l a 8. Korelacja między koncentracją a natężeniem przepływu (korelacja dla  $\alpha > 0,05$ , pogrubione podkreślone korelacja dla  $\alpha > 0,001$ , pogrubione korelacja dla  $\alpha > 0,01$ , \* – korelacja nieistotna, r – cały rok, z – półrocze zimowe, l – półrocze letnie)

Correlation between concentration and discharge (correlation for  $\alpha 0.05$ , bold underlined correlation for  $\alpha 0.001$ , bold correlation for  $\alpha 0.01$ , \* – unimportant correlation, r – a whole year, z – the winter half year, l – the summer half year)

	Zlewnia Rudy				Zlewnia Zuzanki		Zlewnia Rakutowki	Zlewnia Rybnicy
	Ru. 1	Ru. 4	Ru. 8	Ru. 9	Z. 1	Z. 2	Rk. 3	Rb. 2
	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.	r. z. l.
TDS	***	***	***	<b>-0,50 **</b>	<b>0,58 **</b>	***	<u>0,50</u> 0,48 0,51	***
K <sup>+</sup>	***	***	***	***	***	***	***	***
Na <sup>+</sup>	***	***	***	***	***	***	***	***
Mg <sup>2+</sup>	***	***	***	***	***	***	***	***
Ca <sup>2+</sup>	***	<b>0,36 **</b>	***	***	***	<u>0,67</u> 0,66 *	<u>0,73</u> <b>0,82</b> *	***
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	<b>-0,31 **</b>	***	***	***	***	***	<u>0,68</u> 0,64 *	***
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	***	* <b>-0,49</b> *	***	***	***	0,41 **	<u>0,69</u> 0,70 *	***
Cl <sup>-</sup>	***	***	***	***	***	***	0,38 **	***



Ryc. 33. Przebieg miesięcznych wartości koncentracji materiału rozpuszczonego (Cd) na tle zmian natężenia przepływu wody (Q) w ciekach zachodniej części Kotliny Płockiej

Course of monthly concentration values of dissolved material (Cd) compared with the water discharge (Q) in the streams of the western part of Plock Basin

T a b e l a 9. Średnie wartości współczynnika zmienności dla natężenia przepływu (Q) i koncentracji materiału rozpuszczonego (Cd)

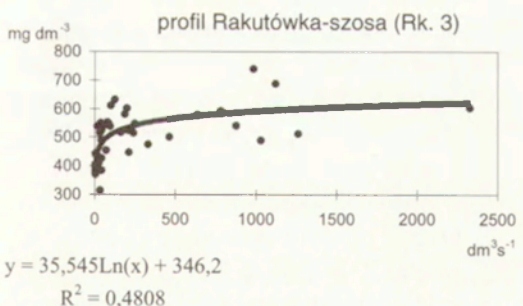
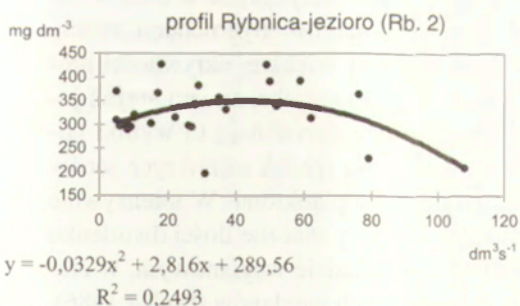
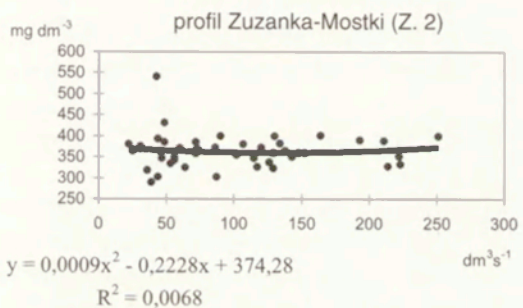
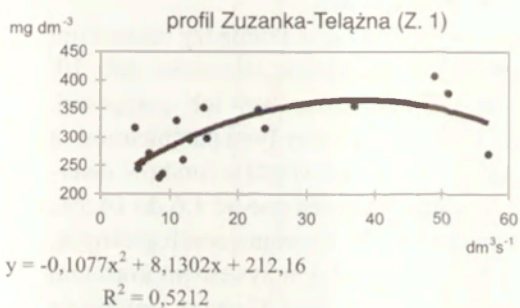
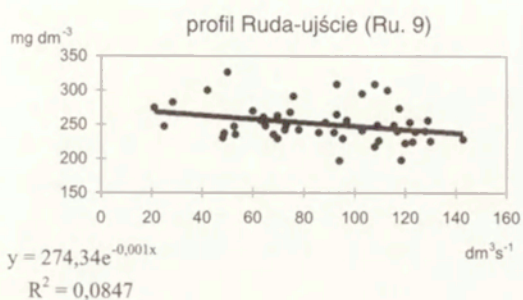
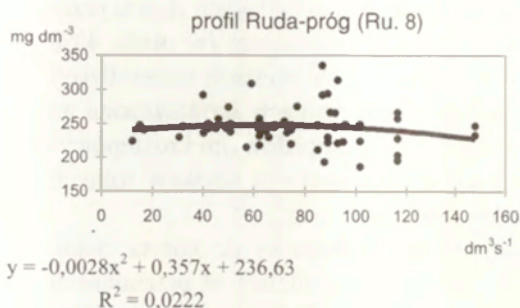
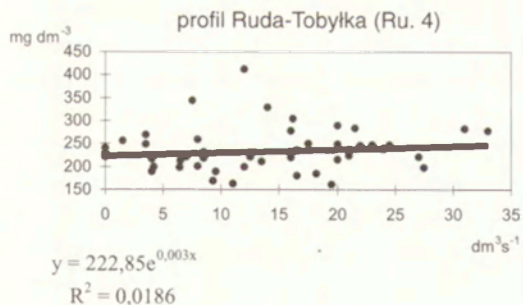
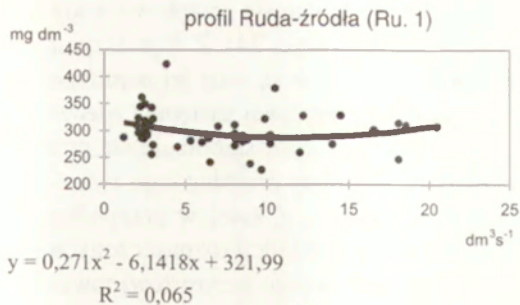
Mean values of variation coefficient for discharge (Q) and dissolved material concentration (Cd)

	Q	Cd
Ruda-źródła	71,6	11,3
Ruda-Tobyłka	60,6	11,3
Ruda-próg	39,0	11,2
Ruda-ujście	35,1	11,3
Zuzanka-Telążna	81,4	16,8
Zuzanka-Mostki	58,9	11,0
Rakutówka	164,9	17,9
Rybница	81,4	16,6

cymi do koryta systemem rowów melioracyjnych. Drenują one położone w tej części zlewni użytki rolne. Krótki cykl obserwacji w tym punkcie pomiarowym nie jest jednak wystarczający dla pełnego wyjaśnienia mechanizmu takiego sposobu dostawy materiału rozpuszczonego do koryta cieków.

Bardziej złożone zależności pomiędzy koncentracją materiału rozpuszczonego a przepływem wody występują w zlewni Rybnicy. Niewielkie zasilanie podziemne zlewni, przy dużej powierzchni płytkich jezior i torfowisk, jest przyczyną pojawiania się znaczących niedoborów wody w okresie lata. W szczególnie niekorzystnych warunkach dochodzi nawet do zaniku jej odpływu ze zlewni. W tym okresie znaczna część materiału rozpuszczonego uczestniczy w obiegu biogeochemicznym jezior. Zwiększone zasilanie zlewni w okresie wiosny zaznacza się początkowo wzrostem przepływu wody i koncentracji materiału rozpuszczonego. W związku z większą dostępnością wody w podłożu istnieją wówczas dogodniejsze warunki do wypłukiwania substancji mineralnych zawartych w glebach hydrogenicznych występujących w otoczeniu jezior. Po wyczerpaniu zapasu łatwo rozpuszczalnych soli zwiększającemu się przepływowi wody nie towarzyszy już dalszy wzrost koncentracji. Natomiast przyczyną zwiększonej dostawy materiału rozpuszczonego w okresie jesiennym, tak w przypadku Rybnicy jak i pozostałych cieków, są procesy wymywania składników mineralnych nagromadzonych w profilu glebowym podczas letnich suszy. Należy podkreślić, że w badanym okresie susza glebowa, a później hydrologiczna, pojawiała się corocznie. Wpływ suszy na wzrost stopnia mineralizacji wód rzecznych przedstawił m.in. I. D. L. Foster i D. E. Walling (1978).

Wpływ wielkości natężenia przepływu wody na zmiany jej mineralizacji odzwierciedlają linie regresji przedstawione na rycinie 34. Związki koncentracji i przepływu najlepiej opisują funkcje wielomianowa i wykładnicza, a w przypadku Rakutówki logarytmiczna. Wyrównany przebieg linii regresji dla profili wodowskazowych charakteryzujących Rudę oraz dolny odcinek Zuzanki (Mostki) świadczy o tym, że dostawa soli do koryta rzecznoego w całym zakresie przepływów jest generalnie niezależna od jego wielkości. Jednak niskie wartości współczynnika determinacji tej zależności ( $R^2 =$  od 0,0068 do 0,0847, ryc. 34) wskazują, że istnieje szereg uwarunkowań (o części z nich już wspomniano), które ją zakłócają. Odmiennym przebiegiem linii



Ryc. 34. Zależność między koncentracją materiału rozpuszczonego (Cd) a natężeniem przepływu wody (Q) w ciekach zachodniej części Kotliny Płockiej w okresie badań

Relationship between dissolved material concentration (Cd) and water discharge (Q) in the streams of the western part of the Płock Basin during the research period

regresji wskazującym na silniejsze oddziaływanie zmieniającego się przepływu wody na wielkość jej mineralizacji charakteryzuje się Rakutówka (ryc. 34). Z najniższymi przepływami wody wynoszącymi poniżej  $50 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$  związane są tutaj jej najniższe wartości. Początkowo w miarę zwiększania się natężenia przepływu następuje zdecydowany wzrost koncentracji materiału rozpuszczonego, po czym stabilizuje się ona i zasadniczo nie zmienia się w stosunku do przepływu. Podobny przebieg tego związku stwierdzono w górnym odcinku Zuzanki (profil Telążna). Z kolei w przypadku Rybnicy linia regresji wyraża nieznacznie wyższe stężenia substancji rozpuszczonych w początkowym okresie wzrostu przepływu wody. Dalszemu jego przyrostowi towarzyszy jednak obniżenie wielkości koncentracji.

Wynik przeprowadzonej analizy wskazuje, że w przypadku badanych zlewni przepływ wody nie wpływa lub oddziałuje tylko w niewielkim stopniu (w około 48% – Rakutówka i 52% – góra Zuzanka w profilu Telążna) na wielkość mineralizacji wody. Odzwierciedlają to wartości współczynników determinacji zamieszczone na rycinie 34. Jedynie w okresach większego zasilania wodami opadowymi i roztopowymi spływającymi z wysoczyzny morenowej lub zmeliorowanych użytków rolnych następuje zwiększenie się koncentracji materiału rozpuszczonego.

Poszczególne jony, ze względu na różne źródła ich dostawy do koryta cieków, właściwości migracji w środowisku wodnym oraz stopień udziału w przemianach biogeochemicznych reagują odmiennie na zmiany warunków przepływu wody. Znalazło to wyraz w przeprowadzonej analizie korelacji (tab. 8).

Podobnie jak w przypadku mineralizacji ogólnej, związki pomiędzy stężeniami jonów a wielkością natężenia przepływu wody wyrażają złożone zależności (tab. 10, ryc. 35). Najczęściej mają one charakter funkcji wielomianowej lub potęgowej, a w przypadku Rakutówki także logarytmicznej. Związki między tymi parametrami są jednak bardzo słabe i charakteryzują się niskimi wartościami współczynników determinacji (tab. 10). Dotyczy to szczególnie Rudy, gdzie wynoszą one od 1,6 do 14,5%. Wpływa na to zarówno stabilny, niezależny od warunków hydrometeorologicznych, skład chemiczny wód podziemnych (związanych z regionalnym systemem krążenia) oraz znaczna retencja hydrologiczna i hydrochemiczna jeziora Gościąż. Infiltracja wód opadowych ze względu na niskie sumy opadów atmosferycznych w analizowanym okresie nie wpływa znacząco na dynamikę procesów hydrochemicznych. Zmniejszone w sezonie letnim zasilanie zlewni Rudy, przy większej aktywności procesów biologicznych zachodzących w jeziorach, zaznacza się obniżeniem stężeń jonów wodorowęglanowych i wapniowych. Najpełniej odzwierciedlają to wyniki pomiarów wykonanych w profilu Ruda-Tobyłka (ryc. 35). Na spadek stężeń tych jonów w pośredni sposób wpływał gwałtowny przyrost masy fitoplanktonu. W intensywnie przebiegającym wówczas procesie fotosyntezy zużywane są znaczne ilości dwutlenku węgla. Powoduje to zmianę równowagi chemicznej w układzie węglanowym, w efekcie czego dochodzi do wytrącania trudniej rozpuszczalnych węglanów (Probst 1986).

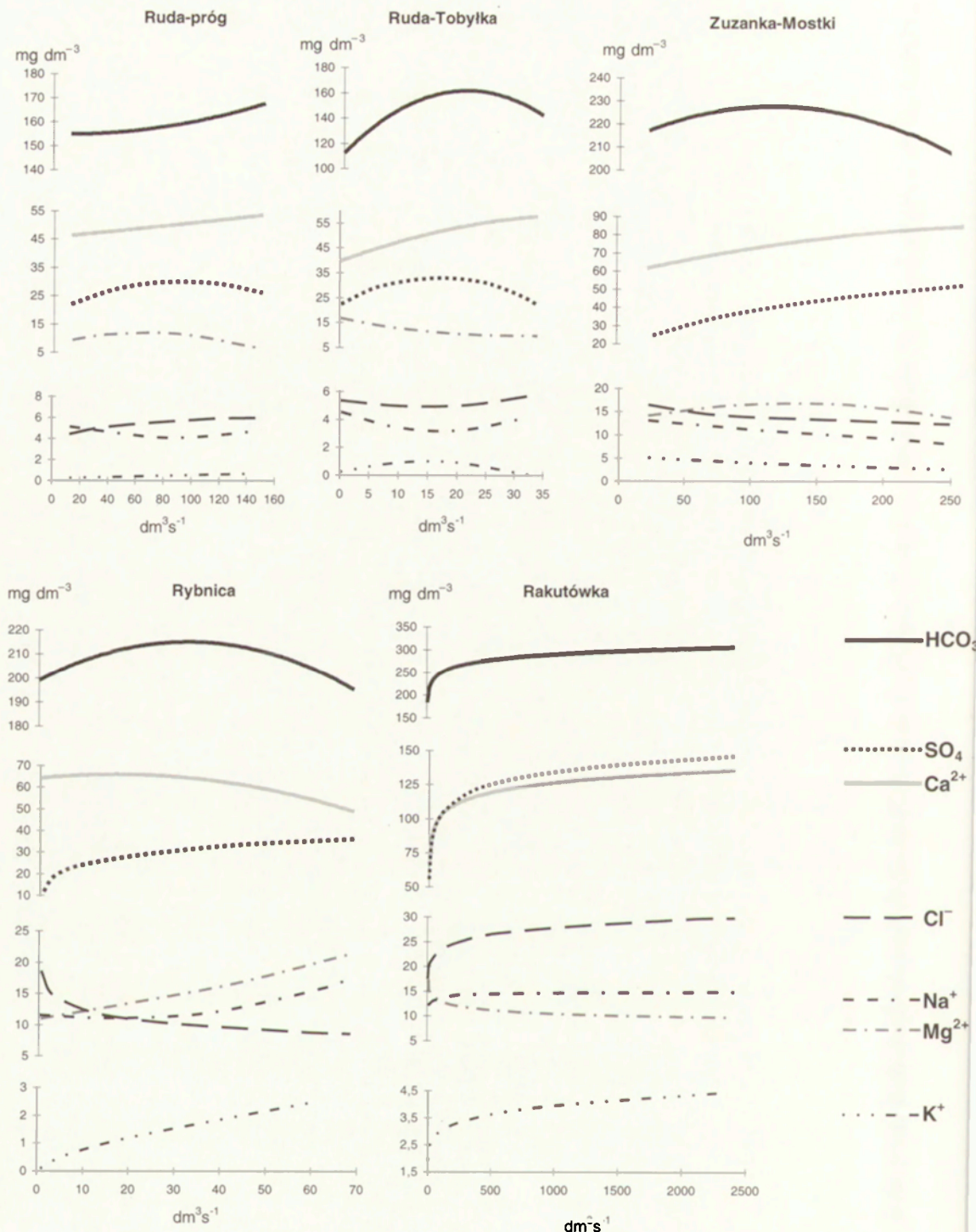
W zlewni Zuzanki (profil Mostki), której północna część jest wykorzystywana rolniczo, zaobserwowano średniej siły zależność między stężeniami jonów wapnia i siarczanów a natężeniem przepływu wody. Wartości współczynników korelacji wynoszą tu odpowiednio 0,67 i 0,41 (tab. 8). W związku ze znaczną ruchliwością siarki



T a b e l a 10. Równania regresji dla związku pomiędzy natężeniem przepływu wody (Q) a koncentracją oznaczanych jonów (Cj)

Regression equations of the relation between water discharge (Q) and determined ions concentration (Cj)

Jony	Ruda (próg)		Ruda (Tobyłka)		Zuzanka (Mostki)		Rybnica		Rakutówka	
	n	R <sup>2</sup> (%)	n	R <sup>2</sup> (%)	n	R <sup>2</sup> (%)	n	R <sup>2</sup> (%)	n	R <sup>2</sup> (%)
	Cj = f(Q)		Cj = f(Q)		Cj = f(Q)		Cj = f(Q)		Cj = f(Q)	
K <sup>+</sup>	58	8,3	38	2,4	41	6,9	12	55,6	40	14,1
	$y = 0,112x^{0,37}$		$y = -0,003x^2 + 0,089x + 0,3$		$y = 5,274e^{-0,0026x}$		$y = 0,167x^{0,658}$		$y = 1,68x^{0,124}$	
Na <sup>+</sup>	58	4,1	38	7,3	41	16,1	12	34,5	40	3,9
	$y = 0,0002x^2 - 0,003x + 5,55$		$y = 0,004x^2 - 0,16x + 4,57$		$y = 13,779e^{-0,0021x}$		$y = 0,003x^2 - 0,09x + 11,6$		$y = 11,56x^{0,036}$	
Mg <sup>2+</sup>	59	4,6	38	10,8	42	0,9	12	12,1	41	10,7
	$y = -0,0008x^2 + 0,1x + 8,35$		$y = 0,008x^2 - 0,471x + 16,6$		$y = -0,0002x^2 + 0,05x + 13,4$		$y = 10,937e^{0,011x}$		$y = 20,398x^{-0,095}$	
Ca <sup>2+</sup>	59	3,3	38	13,1	42	45,8	12	15,1	41	38,3
	$y = 0,0005x^2 - 0,018x + 48,6$		$y = -0,011x^2 + 0,91x + 39,7$		$y = -0,0003x^2 + 0,2x + 57,9$		$y = -0,008x^2 + 0,2x + 64,2$		$y = 10,367\ln(x) + 55,32$	
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	59	1,7	39	14,5	42	3,9	12	8,3	41	52,6
	$y = 0,0007x^2 - 0,01x + 154,9$		$y = -0,12x^2 + 4,89x + 112,3$		$y = -0,001x^2 + 0,3x + 211,7$		$y = -0,02x^2 + 1,1x + 199,1$		$y = 18,41\ln(x) + 163,36$	
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	59	4,4	39	14,1	42	23,6	12	46,9	41	47,8
	$y = -0,0012x^2 + 0,2x + 19,8$		$y = -0,038x^2 + 1,25x + 22,4$		$y = 8,546x^{0,328}$		$y = 15,41x^{0,214}$		$y = 13,69\ln(x) + 40,22$	
Cl <sup>-</sup>	59	3,4	39	1,6	42	6,7	12	32,7	41	25,6
	$y = 3,21x^{125}$		$y = 0,002x^2 - 0,063x + 5,36$		$y = 23,832x^{-0,117}$		$y = 1,99\ln(x) + 16,88$		$y = 15,95x^{0,081}$	



Ryc. 35. Zależność między koncentracją oznaczonych jonów ( $C_j$ ) a natężeniem przepływu wody ( $Q$ ) w ciekach zachodniej części Kotliny Płockiej w okresie badań

Relationship between the determined ions concentration ( $C_j$ ) and water discharge ( $Q$ ) in the streams of the western part of the Płock Basin during the research period

i wapnia w środowisku wodnym i dużym znaczeniem biologicznym tych pierwiastków okres ich najintensywniejszego odprowadzania ze zlewni przypada na miesiące półrocza zimowego, kiedy to procesy wegetacyjne są najslabsze. W tym samym czasie przepływy wody w Zuzance osiągają najwyższe wartości. Nadwyżki wody opadowej i roztopowej wymywają wówczas składniki mineralne z powierzchniowej uprawnej warstwy gleby i siecią rowów melioracyjnych odprowadzają do koryta ciek. Nie uczestniczące w obiegu biologicznym jony sodowe i chlorkowe wykazują słabą korelację z natężeniem przepływu i osiągają nieco wyższe stężenia w okresach najniższych przepływów (ryc. 35). W przypadku pozostałych jonów nie stwierdzono żadnych zdecydowanych związków pomiędzy tymi parametrami.

Korelacja pomiędzy koncentracją jonów a wielkością przepływu wody w Rybnicy jest bardzo słaba. Analiza regresji wskazała jednak, że wraz ze wzrostem przepływu wody następuje wzrost stężeń jonów potasu, sodu, magnezu i siarczanów (ryc. 35). Jest to prawdopodobnie efektem zwiększonego wymywania tych związków po okresie suszy. W analogicznej sytuacji I. D. L. Foster i D. E. Walling (1978) stwierdzili w niewielkiej zlewni leśnej wzrost stężeń głównych jonów, z wyjątkiem anionu chlorkowego.

Zależności między stężeniami poszczególnych jonów a natężeniem przepływu wyraźnie odzwierciedlają charakter zasilania Rakutowki (ryc. 35). Wyższe przepływy okresu zimowego i wiosennego są efektem zwiększonego zasilania ciek wodami pochodzącymi z obszarów zdrenowanych (rowy melioracyjne) oraz wodami powierzchniowymi i śródpokrywowymi spływającymi z obszaru Wysoczyzny Kujawskiej. Wody te są znacznie zasobniejsze w składniki rozpuszczalne od wód gruntowych pochodzenia lokalnego i dopływów lateralnych dalekiego krążenia, związanych z głębszymi międzymorenowymi poziomami wodonośnymi. Ich skład chemiczny odzwierciedla charakter litologii podłoża, które budują piaski gliniaste i gliny morenowe. Znaczący jest też wpływ intensywnej gospodarki rolnej. W związku z tym wzrost koncentracji głównych jonów jest wprost proporcjonalny do przepływu wody. Dotyczy to przede wszystkim: wapnia (0,73), wodorowęglanów (0,68) i siarczanów (0,69), czyli jonów typowych dla wód drenujących obszary wysoczyznowe (tab. 8). Słabszą zależnością (0,32) charakteryzują się chlorki, a brakiem istotnego statystycznie związku – kationy magnezu, potasu i sodu. Przebieg funkcji w przypadku wszystkich analizowanych jonów z wyjątkiem magnezu wskazuje na wzrost wielkości koncentracji w okresie włączenia w odpływ wód związanych ze spływem powierzchniowym i dopływem z obszarów zdrenowanych wysoczyzny (ryc. 35). W miarę dalszego wzrostu przepływu wody nie następowały już zasadnicze zmiany wielkości stężeń. Większa zmienność koncentracji jonów występowała w czasie niskich przepływów. Pozostająca wówczas w obiegu woda zmienia cechy hydrochemiczne pod wpływem procesów biogeochemicznych zachodzących w Jeziorze Rakutowskim i obszarach torfowiskowych. Duży wpływ wywierają również zanieczyszczenia pochodzenia rolniczego. Dla przepływów średnich i wysokich charakterystyczne są wyższe stężenia jonów i mniejsza zmienność składu chemicznego.

### 5.2.3. SEZONOWA I ROCZNA ZMIENNOŚĆ KONCENTRACJI MATERIAŁU ROZPUSZCZONEGO

Istotny wpływ na sezonowe zróżnicowanie cech chemicznych odpływających z badanych zlewni wód mają czynniki biotyczne. Wpływają one zarówno na wielkość mineralizacji wody, jak i na strukturę jej składu chemicznego (Drever 1988; Katz 1989). Obok warunków hydrologiczno-meteorologicznych odpowiedzialne są one za dynamikę procesów hydrochemicznych.

Do określenia wpływu zmienności czynników hydrologiczno-meteorologicznych i biotycznych na przebieg procesów hydrochemicznych wykorzystane zostały wskaźniki sezonowe (Gregory, Walling 1973; Mitchell 1990). Przy założeniu, że ich zmienność odpowiada rytmowi tych zjawisk w klimacie umiarkowanym Europy, można na ich podstawie określić stopień niezależności cech chemicznych wód zlewni od wpływu krótkookresowych zmian warunków hydrometeorologicznych, a także stopnia zaangażowania poszczególnych jonów w obieg biologiczny. Do analizy wykorzystano dwa wskaźniki: „SI” – uwzględniający stopień uwilgotnienia gruntu i zmienność stanów wód podziemnych oraz „COSSIN” – w którym dodatkowo zawarto wpływ sezonu wegetacyjnego. Analizę korelacji tych wskaźników z koncentracją substancji rozpuszczonych przedstawiono w tabeli 11. Wynika z niej, że koncentracja soli w wodach Rakutówki i Zuzanki nawiązuje do sezonowej zmienności zjawisk hydrologicznych i biologicznych. Świadczą o tym dodatnie wartości współczynników korelacji. Wprost proporcjonalną zależnością tych parametrów charakteryzuje się również woda płytkich jezior Wierzchoni i Brzózka (pkt. Ru. 4) położonych w zlewni Rudy. W punktach charakteryzujących wypływy wód podziemnych (Ru. 6 i Ru. 1) zanotowano odwrotną zależność. Zatem wody stanowiące podstawowe źródło zasilania badanej zlewni, znajdując się przez długi okres w fazie obiegu podziemnego, odizolowane są od wpływu rozpatrywanych czynników. W pozostałych punktach nie stwierdzono istotnych statystycznie zależności.

Stwierdzono, że większy wpływ na stopień zmineralizowania i zmienność składu chemicznego wody mają czynniki uwzględniające przebieg sezonu wegetacyjnego (wskaźnik COSSIN, tab. 11). Ich znaczenie akcentowali również A. Kostrzewski, M. Mazurek i Z. Zwoliński (1994) i G. Tomczak (1995) w zlewni górnej Parsęy, charakteryzującej geoekosystem młodoglacjalny Pomorza.

Przemiany chemiczne uwarunkowane stopniem intensywności procesów fizjologicznych roślinności obejmują szereg procesów, które wpływają zarówno na czasowe unieruchomienie, jak i zwiększenie zdolności migracyjnych składników znajdujących się w obiegu geochemicznym (Perelman 1971). Przebieg i skala tych procesów związana jest przede wszystkim z typem fitocenozy. Większa ich dynamika występuje w agrocenozach w porównaniu z fitocenozami o cechach zbliżonych do naturalnych. Różne są również efekty aktywności biochemicznej roślin wodnych. Są one zdecydowanie większe w przypadku wód stojących niż płynących (Starmach i in. 1976). Z tego punktu widzenia dla badanych zlewni charakterystyczne są agrocenozy oraz lasy. Znacząca rola jezior w odpływie powierzchniowym powoduje, że również fitoplankton i inna roślinność wodna wpływa na modyfikację składu chemicznego wody jezior i cieków.

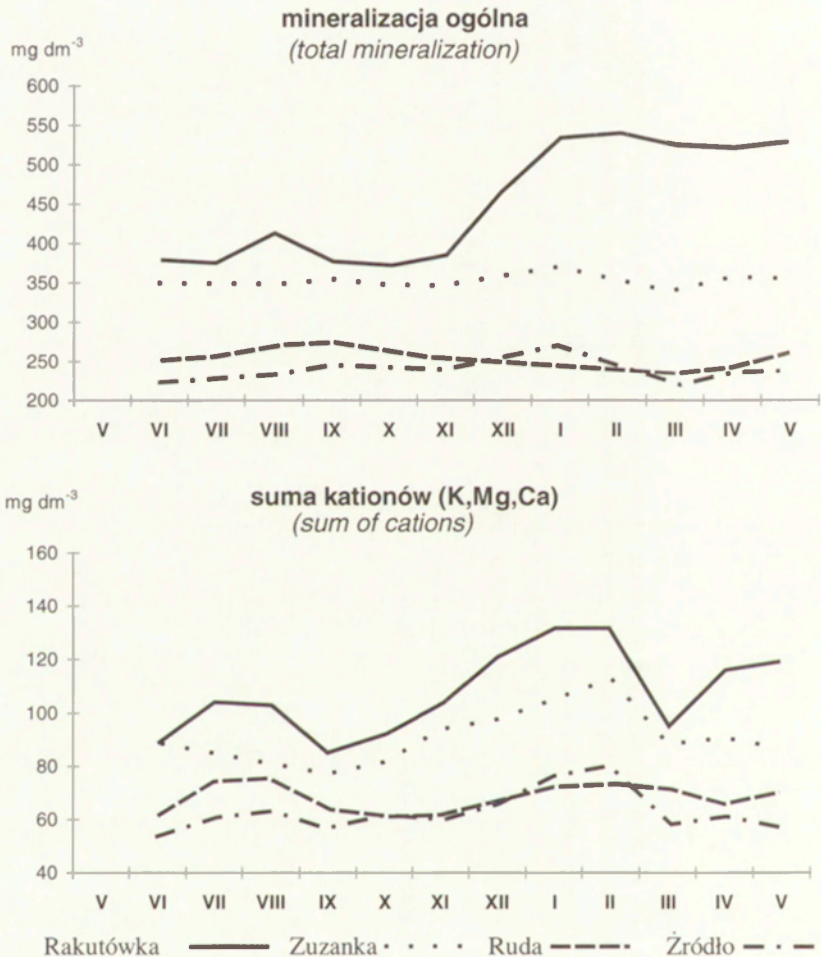
T a b e l a 11. Korelacja między koncentracją a wartościami wskaźników sezonowych: A – współczynnik „SI”, B – współczynnik „COSSIN” (korelacja dla  $\alpha > 0,05$ , pogrubione podkreślone korelacja dla  $\alpha > 0,001$ , pogrubione korelacja dla  $\alpha > 0,01$ , \* – korelacja nieistotna)

Correlation between concentration and values and seasonal indexes: A – „SI” index. B – „COSSIN” index (correlation for  $\alpha 0.05$ , bold underlined correlation for  $\alpha 0.001$ , bold correlation for  $\alpha 0.01$ , \* – unimportant correlation)

	Zlewnia Rudy						Zlewnia Zuzanki		Zlewnia Rakutówki		Zl. Rybnicy
	Ru. 6	Ru. 1	Ru. 4	Ru. 5	Ru. 8	Ru. 9	Z. 1	Z. 2	Rk. 1	Rk. 3	Rb. 2
	A B	A B	A B	A B	A B	A B	A B	A B	A B	A B	A B
TDS	<b>-0,42 -0,41</b>	<b>-0,47 -0,33</b>	* 0,36	**	**	<b>-0,30 *</b>	* <b>0,77</b>	**	* <b>0,75</b>	0,42 0,41	**
K <sup>+</sup>	**	**	**	**	**	**	**	**	**	* 0,55	**
Na <sup>+</sup>	**	**	**	<b>-0,49 *</b>	<b>-0,34 *</b>	**	**	**	**	**	**
Mg <sup>2+</sup>	**	**	**	**	**	**	**	**	<b>-0,83 *</b>	**	**
Ca <sup>2+</sup>	* -0,31	**	* <b>0,55</b>	**	**	**	**	<b>* 0,74</b>	**	**	**
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	<b>-0,36 *</b>	* -0,35	<b>* 0,61</b>	**	**	* 0,36	**	**	**	<b>0,60 0,73</b>	<b>0,67 *</b>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	**	* 0,36	* 0,37	**	**	* <b>0,50</b>	* 0,64	* 0,45	**	0,38 0,39	**
Cl <sup>-</sup>	**	**	**	**	**	**	**	**	**	* <b>0,47</b>	**

W odróżnieniu od stabilnych, pod względem hydrochemicznym, fitocenozy leśnych, charakteryzujących się znacznymi zdolnościami do retencji hydrochemicznej, w obszarach użytkowanych rolniczo okres zwiększonego zapotrzebowania na substancje biogenne jest krótszy, ale bardziej intensywny. W związku z tym wyraźniej zaznacza się tutaj wpływ zwiększonego poboru składników mineralnych przez rośliny.

Roczna zmienność stężeń kationów charakteryzujących się dużym stopniem biologicznego pochłaniania w zlewniach o różnym typie użytkowania ziemi odzwierciedla znaczenie czynnika biotycznego w przebiegu procesów hydrochemicznych (ryc. 36). Wyższe ich koncentracje występowały w sezonie zimowym (od listopada do marca), niższe w okresie największego wzrostu roślin. Bardziej wyrównany przebieg stężeń analizowanych kationów charakterystyczny był w zalesionej zlewni Rudy



Ryc. 36. Zmienność mineralizacji ogólnej (Cd) i koncentracji kationów (Cj) w ciekach zachodniej części Kotliny Płockiej w okresie od maja 1991 do maja 1992 (średnie ruchome 2 stopnia)

Variation of total mineralization (Cd) and cations concentration (Cj) in the streams of the western part of the Płock Basin from May 1991 till May 1992 (consecutive means of the 2<sup>nd</sup> order)

niż Rakutówki przepływającej przez obszary rolnicze. Potwierdza to również porównanie średnich stężeń jonów dla wszystkich punktów pomiarowych. Z różnicy koncentracji poszczególnych jonów pomiędzy okresem wegetacyjnym a pozostałą częścią roku wynika, że wzrost roślin wpływa na zmniejszenie koncentracji potasu, wapnia i siarczanów (ryc. 37). Brak takiej tendencji dla magnezu uwarunkowany jest częściowo typem gleby. W Kotlinie Płockiej dominują lekkie gleby piaszczyste o kwaśnym odczynie, które posiadają mniej aktywnych, dostępnych dla roślin form magnezu (Fotyma, Mercik 1992). Dlatego wyższe jego stężenia, podobnie jak sodu i chlorków, występowały w okresie letnio-jesiennym. W zlewniach o dużym odsetku powierzchni leśnych spadek koncentracji części jonów w okresie wzmożonej wegetacji nie jest jednak na tyle duży, aby wpłynąć w wyraźny sposób na zmiany mineralizacji ogólnej (ryc. 36). Również panująca w okresie wegetacyjnym susza hydrologiczna i glebowa w znacznym stopniu ograniczyła roślinom dostęp do substancji mineralnych zawartych w glebie.

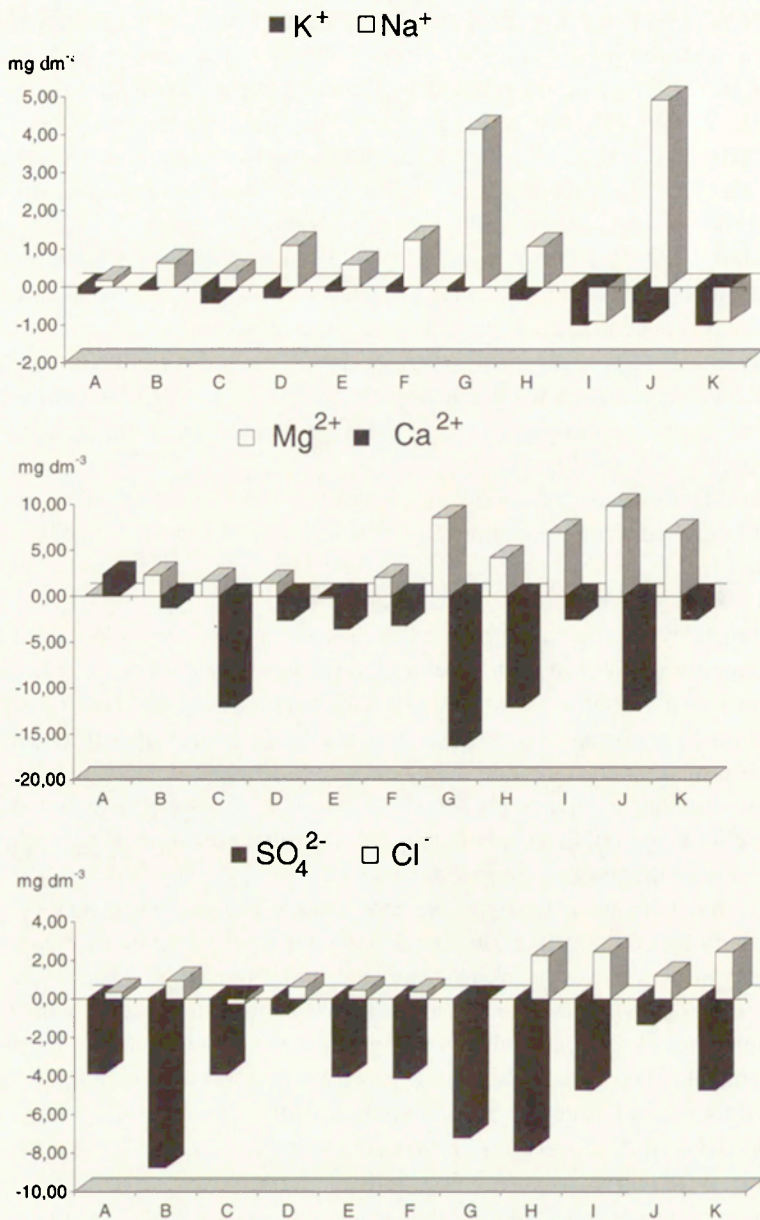
Łączne oddziaływanie czynników hydrologiczno-meteorologicznych oraz biotycznych kształtuje ostateczną zmienność koncentracji soli w czasie. Charakteryzuje się ona różnym przebiegiem w poszczególnych zlewniach (ryc. 38). Różne są także uwarunkowania, które decydują o tej zmienności.

Najmniejszą dynamikę zmian mineralizacji wody zaobserwowano w Rudzie (profil próg pomiarowy). Wyrównany przebieg mineralizacji jest odzwierciedleniem stabilnego charakteru zasilania zlewni oraz retencji hydrochemicznej lasu i jezior.

Równie małą zmiennością mineralizacji jak Ruda charakteryzuje się Zuzanka. Decydują o tym podobne warunki obiegu wody w obu zlewniach. Pojawiające się nieregularne fluktuacje jej przepływu związane są z okresowym dopływem wody z rowów melioracyjnych, które odwadniają użytki rolne położone w północnej części zlewni. W okresie długotrwałych opadów deszczu oraz wiosennych odwilży odpływają nimi silniej zmineralizowane wody pochodzące z ługowania uprawnej warstwy gleby.

Ze względu na powtarzające się zaniki odpływu wody w Rybnicy ciągły odpływ wystąpił jedynie w końcowym okresie prowadzonych badań. W stosunku do dwóch opisanych wyżej zlewni, zlewnia Rybnicy charakteryzuje się największym udziałem powierzchni jezior (w granicach działu topograficznego) oraz najłabszym zasilaniem podziemnym. Okres od końca listopada 1993 do lutego 1994 roku charakteryzował się znaczną wilgotnością (suma opadów za styczeń i luty wynosiła 123,5 mm). Bezpośredni opad deszczu oraz śniegu na powierzchnię jezior w znaczący sposób wpłynął na obniżenie stężenia materiału rozpuszczonego. W pozostałej części roku nie zaobserwowano już znaczących zmian stopnia zmineralizowania wody w tym cieku.

Wyraźną sezonową zmienność koncentracji soli zaobserwowano w Rakutówce. Pojawiające się tutaj regularnie okresy o maksymalnych i minimalnych wartościach mineralizacji nawiązują do warunków odpływu wody. Wartości maksymalne przypadają na koniec zimy i wczesną wiosnę, kiedy to do koryta spuszczone są zmagazynowane w Jeziorze Rakutowskim silnie zmineralizowane wody. Spływają one z obszaru wysoczyzny morenowej. Ich dopływ rowami melioracyjnymi obserwowany był również w czasie intensywnych opadów deszczu. Sytuacja taka wystąpiła we wrześniu 1993 roku. Od końca wiosny aż do końca okresu wegetacyjnego mineralizacja wody



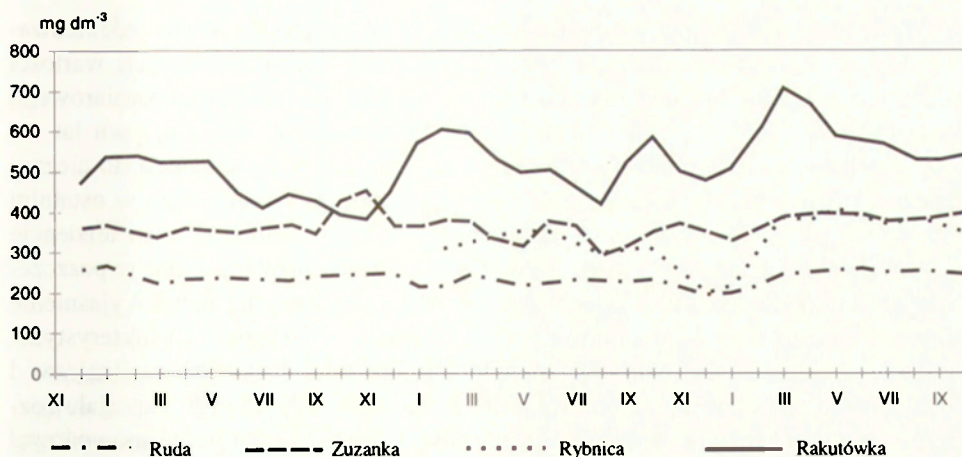
Ryc. 37. Różnice koncentracji wybranych jonów (w  $\text{mg dm}^{-3}$ ) pomiędzy okresem wegetacyjnym (czerwiec–listopad) a pozostałą częścią roku; oznaczenia punktów pomiarowych

A – źródło, B – źródła Rudy, C – Ruda-Tobyłka, D – jezioro Gościąż, E – Ruda-próg, F – Ruda – ujście, G – Zuzanka-Telążna, H – Zuzanka-Mostki, I – Rybnica, J – Jezioro Rakutowskie, K – Rakutowka

Concentration differences of the chosen ions ( $\text{mg dm}^{-3}$ ) between the vegetation period (June – November) and the rest of the year; measurement sites

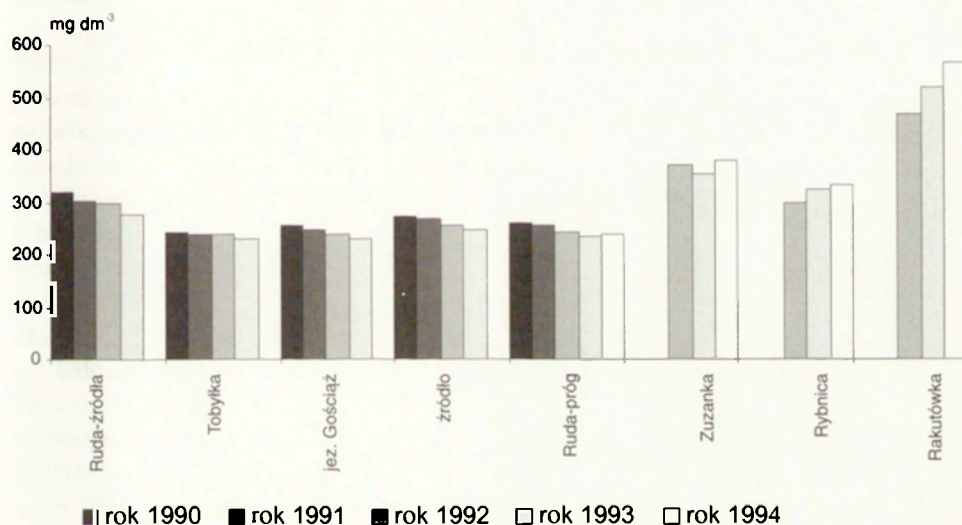
A – spring, B – the spring of the Ruda, C – Ruda Tobyłka, D – the Gościąż lake, E – the Ruda threshold, F – the mouth of the Ruda, G – Zuzanka Telążna, H – Zuzanka Mostki, I – Rybnica, J – the Rakutowskie lake, K – the Rakutowka





Ryc. 38. Przebieg mineralizacji ogólnej wody (Cd) w ciekach zachodniej części Kotliny Płockiej w latach 1992–1994 (średnie ruchome 2 stopnia)

Course of total water mineralization (Cd) of the streams of the western part of the Płock Basin in the years 1992–1994 (consecutive means of the 2<sup>nd</sup> order)



Ryc. 39. Roczna zmienność mineralizacji ogólnej wody (Cd) w ciekach zachodniej części Kotliny Płockiej

Annual variation of total water mineralization (Cd) in the streams of the western part of the Płock Basin

sukcesywnie obniżać się. Wpływało na to zarówno zmniejszenie udziału w odpływie korytowym wód spływających bezpośrednio z wysoczyzny, jak i większe zapotrzebowanie roślin uprawnych oraz rozwijającego się fitoplanktonu w Jeziorze Rakutowskim.

Wodę badanych cieków w kolejnych latach charakteryzowało pewne zróżnicowanie stopnia zmineralizowania (ryc. 39). Zakres zmian średnich rocznych wartości mineralizacji ogólnej wynosił od  $15,4 \text{ mg dm}^{-3}$  (6,3%) dla stanowiska pomiarowego Ruda-Tobylka do  $97,4 \text{ mg dm}^{-3}$  (17,2%) dla Rakutówki. W miarę upływu lat we wszystkich punktach pomiarowych zlewni Rudy zaznaczyła się tendencja do nieznacznego spadku wielkości mineralizacji wody, która została wyhamowana w ostatnim roku badań (ryc. 39). Natomiast w Rakutówce i Rybnicy zaobserwowano tendencję przeciwną, a w Zuzance stwierdzony został zróżnicowany przebieg zmian w poszczególnych latach. Krótki okres obserwacji nie pozwala jednak na pełne wyjaśnienie przyczyn tego zróżnicowania. Prawdopodobnie istotną rolę odegrały charakterystyczne dla tego okresu susze hydrologiczne. Ograniczone z ich przyczyny zasilenie wód podziemnych powodowało stopniowe zmniejszanie dostawy nowego materiału rozpuszczonego do ich zbiorników. Wzrost opadów w ostatnim roku badań spowodował wznowienie dostawy materiału rozpuszczonego do wód podziemnych, co zaznaczyło się wzrostem mineralizacji ogólnej wody w korytach cieków.

## 6. ROLA JEZIOR W TRANSFORMACJI WŁAŚCIWOŚCI FIZYKOCHEMICZNYCH WODY

Jeziora Kotliny Płockiej pełnią ważną funkcję w procesie transformacji warunków odpływu wody i materiału rozpuszczonego. Położone w wyraźnie wciętych obniżeniach rynnowych, stanowią strefy drenażu spływających z obszaru wysoczyzny wód podziemnych. Większość jezior włączona w odpływ niewielkich cieków charakteryzuje się słabą przepływowością, co powoduje, że zachodzące w nich przemiany hydrochemiczne wywierają istotny wpływ na transformację składu chemicznego odpływających ze zlewni wód. Związane jest to z trwałym bądź czasowym wyłączeniem części materii z procesu transportu i wprowadzenia jej w obieg podsystemu, jakim jest jezioro.

Zagadnienia chemizmu wód jeziornych, szeroko poruszane w badaniach limnologicznych, odnoszą się najczęściej do określenia mechanizmu obiegu i obciążenia jeziora substancjami biogennymi, ze szczególnym uwzględnieniem roli azotu i fosforu w procesie eutrofizacji. Uwagi na temat roli i wielkości stężeń makrokomponentów składu chemicznego wód jeziornych, wyrażane przy okazji ogólnej charakterystyki składu chemicznego, przedstawiano w pracach opisujących poszczególne jeziora lub ich grupy. W części z nich przedstawiono zależności pomiędzy składem chemicznym wody a charakterem zlewni i warunkami hydrologicznymi oraz dynamiką mas wodnych jeziora (m. in. Olszewski, Paschalski 1959; Patalas 1960; Solski 1964, Szczepański 1968).

Odmienność warunków hydrologicznych środowiska jeziornego i rzeczno-jeziornego oznacza się innym charakterem obiegu materii. W pierwszym przypadku materia krąży w obrębie systemu, w drugim jej obieg przybiera formę przepływu spiralnego (Allan 1998). Środowisko rzeczno-jeziornego charakteryzuje się też silniejszym powiązaniem z procesami obiegu materii zachodzącymi w dorzeczu. Powiązanie tych środowisk charakterystyczne jest dla obszaru młodoglacjalnego. Duża część jezior włączona jest tutaj w odpływ rzeczny. Zdaniem A. Hillbricht-Ilkowskiej i I. Kostrzewskiej-Szłakowskiej (1996), system rzeczno-jeziorny jest spójnym i funkcjonalnie powiązaniem układem krajobrazowym, w którym masa materii z zewnątrz układu jest transportowana i modyfikowana w kolejnych odcinkach jeziornych i rzecznych. W zależności od sposobu i wielkości dostawy materii oraz aktualnej sytuacji hydrologicznej jezioro przepływowe może kumulować bądź też eksportować materię. Kumulacja dotyczy zazwyczaj związków eutrofogennych. Dominujące w składzie chemicznym wody nieaktywne biologicznie związki poddawane są jednak również przemianom, które związane są z aktywnością organizmów żyjących w wodzie jeziornej. Świadczy to o współdzia-

łaniu procesów biologicznych i geochemicznych w obiegu materii (cykle biogeochemiczne) (Lampert, Sommer 1996). Przykładem tego typu powiązań są przemiany węglanowe, w efekcie których dochodzi do kumulacji węglanu wapnia w osadach jeziornych. Na znaczącą jego akumulację w przepływowym jeziorze Pile na Pojezierzu Drawskim wskazują między innymi badania E. Bukowskiej-Jani i M. Puliny (1997).

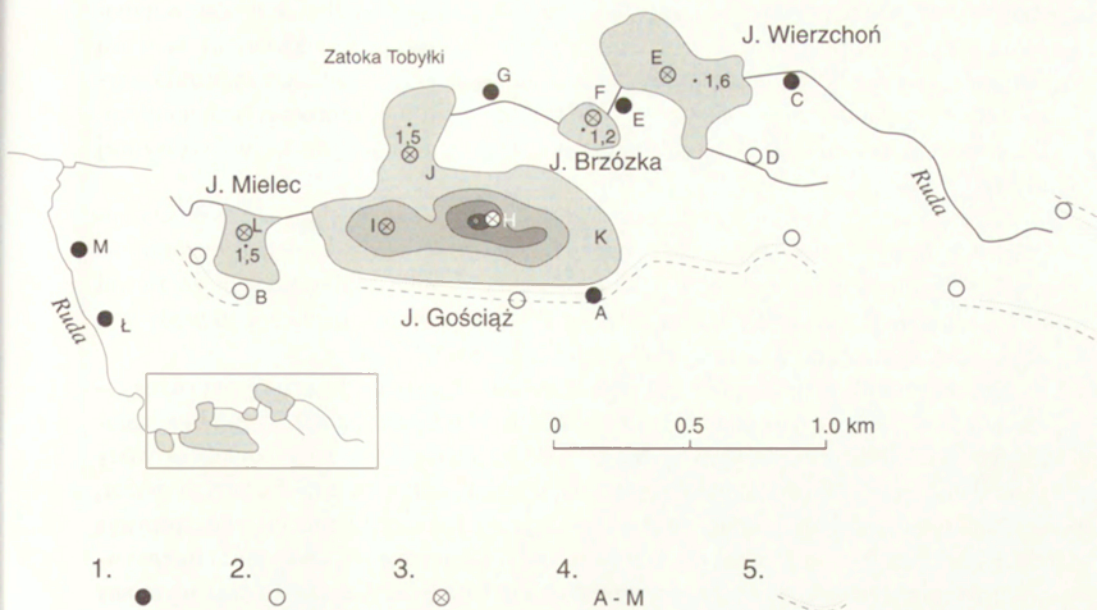
Ważną cechą jezior są ich zdolności do retencjonowania wody. W jeziorach przepływowych wyraża się ona stabilizacją warunków odpływu wody, co w powiązaniu z procesami hydrochemicznymi zachodzącymi w masie wodnej jeziora prowadzi również do retencji związków chemicznych, a w konsekwencji – transformacji cech jakościowych i ilościowych wody odpływającej z jeziora.

Obok warunków fizycznogeograficznych zlewni jeziornej na właściwości chemiczne wody jeziornej wpływają również cechy hydrologiczne i morfometryczne samego zbiornika. Jedną z ważniejszych jest czas wymiany wody w jeziorze. W jeziorach lotycznych, gdzie zachodzi ona szybko, ma miejsce znacznie słabsza transformacja właściwości chemicznych wody niż w jeziorach lenitycznych, o długim okresie wymiany wody. Takie zależności stwierdził między innymi B. Pilczewski (1996) w przepływowych jeziorach Pojezierza Kaszubskiego. Badania A. Koryckiej (1989), obejmujące 1211 jezior, wykazały zależności między zasobnością w składniki mineralne a maksymalną i średnią głębokością jeziora (zależność ujemna) oraz udziałem litoralu w ogólnej powierzchni jeziora (zależność dodatnia). Potwierdzony został również znaczący wpływ warunków miktycznych jeziora na zasobność w sole. Autorka stwierdza, że w jeziorach typu polimiktycznego średnie stężenia makrokomponentów były około półtora raza wyższe niż w jeziorach dymiktycznych. Związane jest to zarówno z intensywniejszym uwalnianiem biopierwiastków z osadów dennych, jak i większymi możliwościami oddziaływania zlewni na jezioro. W przypadku jezior dymiktycznych większe stężenia soli w epilimnionie występowały w jeziorach o mniejszej średniej głębokości i większym udziale litoralu w ogólnej powierzchni. Warunki takie sprzyjają łatwiejszej wymianie wody pomiędzy epilimnionem i hypolimnionem.

Zdecydowana większość jezior zachodniej części Kotliny Płockiej to zbiorniki płytkie, reprezentujące typ polimiktyczny. Jeziora o średniej głębokości i jeziora najgłębsze wykazują cechy stratyfikacji termicznej o charakterze dymiktycznym. Jednak tylko w najgłębszych zbiornikach jest ona w pełni wykształcona (Lencewicz 1929).

Rola jezior w transformacji cech fizyczno-chemicznych zasilających je wód przeanalizowana została na przykładzie kompleksu jezior „Na Jazach” odwadnianych przez Rudę (ryc. 40). Zarówno cechy środowiska przyrodniczego ich zlewni bezpośredniej, jak i parametry morfometryczno-batygraficzne są reprezentatywne dla tej części Kotliny Płockiej.

Ze względu na zawarty w osadach dennych ważny paleogeograficznie zapis zmian środowiska przyrodniczego ostatnich 13 000 lat, jeziora te były przedmiotem kompleksowych badań, w tym również limnologicznych i hydrochemicznych (Churski i in. 1993; Grześ, Sobota 1996; Kentzer 1995; Kentzer, Żytkowicz 1993; Wicik 1993; Więckowski 1993). Określona została termika masy wodnej i osadów dennych oraz dynamika wód jeziora Gościąż. Oceniona została aktualna wielkość i jakość sedymentacji.



jezioro (lake)	powierzchnia (ha) (area)	objętość (min m <sup>3</sup> ) (capacity)	głębokość - śr. (m) (average depth)	głębokość - max (m) (maximum depth)
Gościąż*	41,7	2,1	5,0	24,0
Wierzchoń**	15,3	0,13	0,9	1,7
Mielec**	6,9	0,04	0,6	1,5
Brzózka**	3,1	0,02	0,6	1,3

Ryc. 40. Zlewnia Rudy – zespół jezior „Na Jazach”; lokalizacja punktów pomiarowych

1 – comiesięczne punkty poboru prób wody, 2 – okresowe punkty poboru prób wody, 3 – pionowy termiczno-tlenowy z analizą chemiczną wody jeziornej, 4 – lokalizacja punktów pomiarowych opisywanych w tekście, 5 – głębokości jeziora (m), 6 – strefa wypływów wód podziemnych

The „Na Jazach” lake complex – the Ruda catchment area, measurement sites localisation

1 – sites of monthly water sample taking, 2 – sites of periodical water sample taking, 3 – thermal-oxygen vertical section with chemical analysis of lake water, 4 – localisation of the measurement sites cited in the paper, 5 – depth of the lake (m) 6 – groundwater outflow zone

tującego materiału oraz cechy chemiczne tak wód jeziornych, jak i zasilających jezioro. Szczególną uwagę zwrócono na koncentrację biogenów. W osadach dennych jezior określono między innymi skład chemiczny, zwracając przy tym szczególną uwagę na zawartość węglanów i związków żelaza. Stwierdzono stabilność składu chemi-

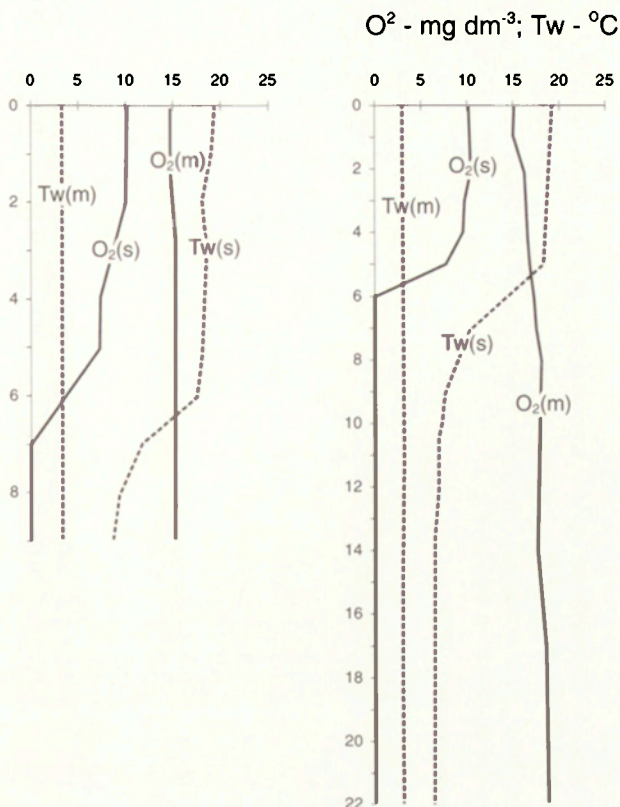
cznego wód podziemnych zasilających jezioro. Wskazano na ubytek jonów wapniowych i wodorowęglanowych w wodzie wypływającej z jezior. Świadczy to o ich udziale w procesach sedymentacyjnych. Zdaniem cytowanych autorów, warunki fizykochemiczne panujące w jeziorze sprzyjają efektywnej niezaburzonej sedymentacji. Duże obciążenie jeziora Gościąg fosforem i azotem jest przyczyną podwyższonej trofii.

Celem prowadzonych przez okres czterech lat comiesięcznych badań hydrochemicznych w zlewni jezior „Na Jazach” było prześledzenie wpływu retencji jeziornej na wielkość mineralizacji ogólnej i stężeń głównych jonów odpływających ze zlewni Rudy. Umożliwi to określenie sezonowej zmienności składu chemicznego wody wypływającej z jezior, co uściśli wyniki dotychczasowych badań.

Znaczący wpływ na stopień transformacji wód zasilających jeziora ma okres retencji, a więc i czas ich uczestniczenia w przemianach hydrochemicznych i biochemicznych zachodzących zarówno w masie wodnej jeziora, jak i na kontakcie wody z osadami dennymi. Niesymetryczny charakter przepływowości badanych jezior, a szczególnie jeziora Gościąg, oraz długi okres poziomej wymiany wód sprzyjają procesowi transformacji cech chemicznych wody. Obliczone współczynniki intensywności wymiany poziomej wody (wg Dynus-Angiel 1979) wskazują, że czas wymiany wody w grupie jezior Wierchoń i Brzózka wyniósł przeciętnie 0,35 roku (około 4 miesiące). W przypadku jeziora Gościąg wartość współczynnika 0,84 roku (około 10 miesięcy) może być jeszcze wyższa ze względu na typ przepływowości i pełną stratyfikację. Może to powodować okresowe wyłączenie części wód jeziora z odpływu powierzchniowego. Zgodnie z klasyfikacją zaproponowaną przez Z. Paślawskiego (1975), można zaliczyć te jeziora do grupy jezior o przeciętnym ustroju intensywności wymiany wody.

Równie ważną cechą jezior oddziałującą na typ zachodzących procesów chemicznych, a w efekcie i strukturę składu chemicznego wody, są warunki termiczno-tlenowe. Ich roczna zmienność w latach 1990–1992 w jeziorze Gościąg została określona przez Z. Churskiego i in. (1993) oraz A. Kentzera i R. Żytkowicza (1993). W 1994 roku autor dwukrotnie badał właściwości termiczno-tlenowe w sześciu wybranych pionach jezior „Na Jazach”. Połączone były one z analizą właściwości chemicznych wody jeziornej oraz wód powierzchniowych i podziemnych zasilających jeziora. Wykonano je w dwóch okresach (koniec marca i sierpnia), najważniejszych z punktu widzenia dynamiki wód jeziornych.

Stwierdzono, że jezioro Gościąg charakteryzuje się w pełni rozwiniętą stratyfikacją termiczną. Profil zlokalizowany w najgłębszym miejscu jeziora (22 m) (ryc. 41) ukazuje płytki, zaledwie 5-metrowej miąższości epilimnion, poniżej którego występuje 4-metrowa warstwa skoku termicznego (metalimnion). Charakteryzuje się ona wysokim gradientem spadku temperatury, który wynosi około 3°C na jeden metr głębokości. Temperatura położonego niżej hypolimnionu wynosi zaledwie 6,3°C. Pełne uwarstwienie termiczne obejmuje jednak tylko najgłębszą, centralną część akwenu. We wschodniej części jeziora, gdzie głębokości są mniejsze (do 10 m), nie jest ono w pełni rozwinięte i kończy się na warstwie metalimnionu (ryc. 41). W okresie cyrkulacji wiosennej w całym pionie jeziora zarejestrowany został stan pełnej homoter-



Ryc. 41. Pionowy rozkład temperatury wody i koncentracji tlenu w głęboczkach jeziora Gościąg (zlewnia Rudy) w okresie cyrkulacji wiosennej (marzec – m) i stagnacji letniej (sierpień – s)

Vertical section of water temperature and oxygen concentration in the overdeepenings of the Gościąg lake (the Ruda catchment area) during the spring circulation (March – m) and summer stagnation (August – s)

mii o temperaturze  $3^{\circ}C$  (profil 22-metrowy) i  $3,4^{\circ}C$  (profil 9-metrowy). W pozostałych jeziorach oraz w zatoce jeziora Gościąg – Tobyłka, gdzie głębokości nie przekraczają 2 m, temperatura wody była jednakowa w całym pionie, co świadczy o polimiksji tych akwenów. Wyniki pomiarów pionowego rozkładu temperatury wody w jeziorze Gościąg są zbieżne z rozpoznaniem dynamiki masy wodnej tego jeziora przedstawionej przez Z. Churskiego i in. (1993). Zaliczyli oni jezioro Gościąg do typu eumiktycznego, zwracając przy tym uwagę na przewagę cech typowych dla jezior bradymiktycznych. Taki typ mieszania, gdzie zaznacza się przewaga stagnowania nad krążeniem wody, ma istotne znaczenie z punktu widzenia dopływu bardziej zmineralizowanych wód z warstw naddennych.

Synchronicznie z pomiarami temperatury wody określono koncentrację tlenu (ryc. 41). W płytkich polimiktycznych zbiornikach stwierdzono dostateczne natlenienie wody wynoszące od  $17,4$  do  $9,6\ mg\ dm^{-3}\ O_2$ . Natomiast w jeziorze Gościąg podczas stagnacji letniej zaobserwowano klinogadowy układ zawartości tlenu. Odtlenienie wód

T a b e l a 12. Cechy składu chemicznego wody zespołu jezior „Na Jazach” (zlewnia Rudy) w fazie wiosennej cyrkulacji (a) i letniej stagnacji (b) (lokalizacja punktów jak na ryc. 40)

Water chemical characteristics of the „Na Jazach” (Ruda catchment) lake system at the spring circulation phase (a) and the summer stagnation (b) (measurement sites localisation as in the Fig. 40)

a. wiosna (marzec – 1994)

	Dopływ podziemny		Dopływ powierzchniowy		Część jeziorna zlewni							Odływ
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	L	Ł
Ph	7,8	8,0	7,8	7,6	8,4	8,3	8,1	8,6	8,5	8,5	8,6	8,6
SEC ( $\mu\text{Scm}^{-1}$ )	309,0	323,0	317,0	316,0	295,0	291,0	303,0	291,0	291,0	281,0	281,0	279,0
K ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	0,5	0,6	0,5	0,4	0,6	0,6	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5
Na ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	6,4	8,4	7,7	8,1	7,3	6,9	7,1	8,4	8,2	7,9	8,3	8,0
Mg ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	12,4	10,3	5,7	7,1	9,0	26,3	7,7	7,0	12,1	15,6	9,8	15,9
Ca ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	52,4	52,6	60,4	54,3	57,6	43,2	53,5	48,6	52,5	49,5	47,1	48,6
SO <sub>4</sub> ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	32,9	26,5	43,6	44,6	38,0	35,5	36,0	25,7	26,1	25,7	25,2	26,5
Cl ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	5,0	4,5	6,7	6,5	5,5	4,6	6,0	6,8	5,3	5,0	5,4	6,6
N og. ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	1,12	1,95	0,84	3,51	2,88	1,69	2,07	1,37	1,42	1,96	1,96	2,09
P og. ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	0,16	0,58	0,13	0,17	0,07	0,11	0,07	0,11	0,00	0,12	0,26	0,14



b. lato (sierpień – 1994)

	Dopływ podziemny		Dopływ powierzchniowy		Część jeziorna zlewni							Odptyw
	A	B	C	D	E	F	G	H pow. (dno)	I pow. (dno)	J	L	Ł
pH	7,8	7,9	7,7	7,6	8,9	8,8	7,8	7,8 (6,9)	7,8 (7,4)	8,1	8,1	8,1
SEC ( $\mu\text{Scm}^{-1}$ )	309,0	286,0	360,0	356,0	197,0	226,0	230,0	263 (374)	268,0 (345,0)	263,0	269,0	288,0
K ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	0,2	0,4	0,2	0,2	0,6	0,7	0,2	0,9 (1,0)	0,8 (1,4)	0,9	0,9	0,2
Na ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	2,7	3,9	3,8	3,9	4,3	4,2	3,8	4,45 (4,3)	4,65 (4,2)	4,7	4,2	3,8
Mg ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	19,9	12,1	9,4	10,3	9,7	11,4	11,8	8,3 (6,0)	11,7 (4,5)	7,6	8,3	13,4
Ca ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	51,7	53,2	65,2	60,1	29,8	32,2	34,3	40,9 (53,2)	38,4 (51,1)	41,2	43,6	43,7
SO <sub>4</sub> ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	61,7	51,3	24,5	26,1	104,0	36,0	27,6	39,2 (23,2)	40,5 (35,0)	67,9	27,3	18,6
Cl ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	5,3	5,0	5,6	5,9	7,2	5,9	5,3	5,9 (1,5)	4,9 (1,4)	5,2	5,0	5,7
N og. ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	0,95	1,35	0,88	0,48	2,25	2,44	1,62	0,50	0,69	0,68	1,13	1,27
P og. ( $\text{mg dm}^{-3}$ )	0,24	0,37	0,22	0,24	0,31	0,16	0,16	0,58 (0,76)	0,00 (1,19)	0,09	0,15	0,43

jeziora pojawiło się już na głębokości 6–7 m, to jest w warstwie metalimnionu. Wiosennej homotermii towarzyszyła natomiast homooksygenia. A. Kentzer i R. Żytkowicz (1993) zwracają uwagę na szybkie powstawanie deficytu tlenowego w całym hypolimnionie i utrzymywanie się warunków beztlenowych przez cały okres stratyfikacji.

Na podstawie wyników analiz wody systemu jezior „Na Jazach” (tab. 12) można wskazać na kilka prawidłowości dotyczących jej cech chemicznych. Wody jeziorne charakteryzowały się niższymi wartościami przewodnictwa elektrycznego. Różnica ta zaznacza się jeszcze wyraźniej w okresie letnim (tab. 12b). Stwierdzono to w płytkich jeziorach Wierzchoń i Brzózka (punkty E, F, G), w których występowały sprzyjające warunki do intensywnego rozwoju roślinności wodnej. Jej duża masa, w porównaniu z niewielką objętością jeziora, sprzyja większej intensywności przemian biochemicznych, w wyniku których część substancji, przyjmując formy nierozpuszczalne, sedymentuje. Woda głębokiego, stratyfikowanego jeziora Gościąż charakteryzowała się w tym samym czasie wyraźnie wyższymi wartościami przewodnictwa elektrycznego (tab. 12b, punkty H, I, J). Cechą tego zbiornika jest bardzo mała wartość współczynnika  $Pe/Ve$  (iloraz powierzchni dna leżącego w zasięgu epilimnionu i objętości epilimnionu), która wynosi około 0,04. Warunki takie w znaczący sposób ograniczają wpływ litoralu na chemizm wód jeziora, głównie poprzez zmniejszenie roli procesów recyrkulacji substancji biogennych z powierzchni czynnego dna (Kudelska i in. 1992).

Niższa mineralizacja wody jeziornej to przede wszystkim efekt mniejszej koncentracji jonów wapniowych oraz siarczanowych. Występujące w wodzie jony wapnia tworzą często kompleksy, np. z siarczanami, węglanami, wodorotlenkami. Jedną z częściej występujących par jonowych jest charakteryzujący się dobrą rozpuszczalnością kwaśny dwuwęglan wapnia. W procesie fotosyntezy, podczas której zużywane są znaczne ilości dwutlenku węgla, następuje przemiana tego związku do formy nierozpuszczalnego, łatwo sedymentującego węglanu wapnia. Proces ten określa się jako biologiczne odwapnienie wody (Kajak 1994). Mniejsze stężenia siarczanów w wodzie jeziornej uwarunkowane są z kolei procesami anaerobowymi zachodzącymi w odtlenionym hypolimnionie. W ich wyniku siarczany są redukowane do siarczynów i siarczków oraz siarkowodoru. Natura opisanych wyżej procesów wpływa na to, że wyższe stężenia jonów wapniowych stwierdzono w okresie wiosennym (tab. 12a) w związku z mniejszą absorpcją  $CO_2$ , a w jeziorach stratyfikowanych (w czasie cyrkulacji) również z dopływem zasobniejszych w jony wapniowe wód z warstwy naddennej. W dolnej części hypolimnionu jeziora Gościąż stwierdzono bowiem wyższą o około 25% koncentrację jonów wapnia w porównaniu z warstwą podpowierzchniową wody (tab. 12b, punkty H, I). Jest to wynikiem powtórnego przejścia sedymentującego węglanu wapnia w formę rozpuszczalną (Kajak 1994). W takiej sytuacji okres wiosennej cyrkulacji wpływa na podniesienie stężeń jonów wapniowych, a tym samym i ogólnej mineralizacji wody. W przypadku siarczanów w tym samym czasie obserwuje się zmniejszenie ich stężeń. Wynika to między innymi z wprowadzenia w obieg uboższych w ten składnik wód z części naddennej jeziora.

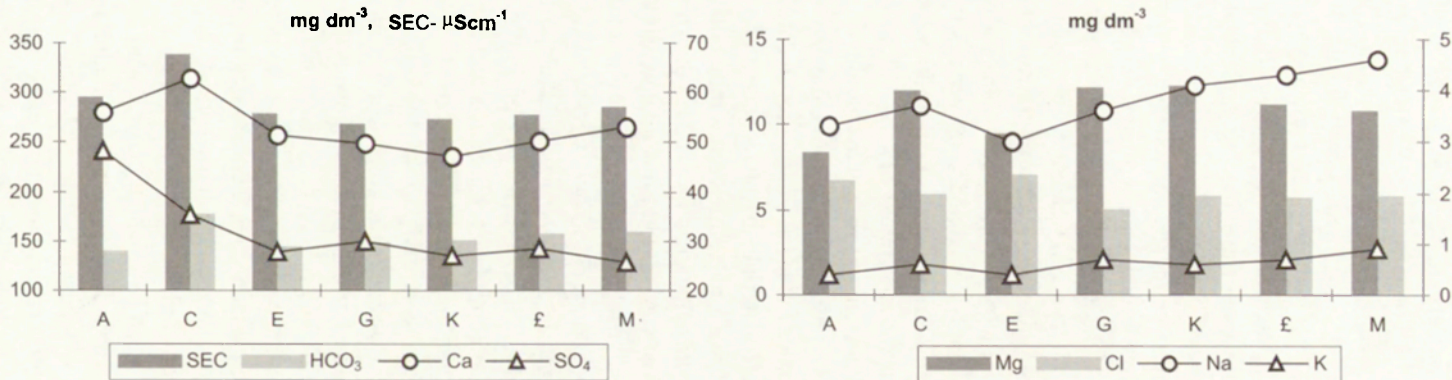
Pomiary potencjału jonów wodorowych wykazały alkalizujący wpływ środowiska jeziornego. Woda jeziorna charakteryzowała się bardziej zasadowym odczynem (pH 7,8–8,9) niż woda zasilająca jeziora (pH 7,6–8,0) (tab. 12). W okresie wiosennej

cyrkulacji wszystkie badane jeziora charakteryzowały się podobnymi wartościami pH (tab. 12a). Pomiary wykonane w sierpniu wykazały wyższą alkaliczność płytkich jezior Wierzchoń i Brzózka (tab. 12b, punkty E, F). Wartość pH wody jeziornej związana jest przede wszystkim ze złożonym systemem gospodarki węglanowej organizmów, na którą składają się procesy fotosyntezy i oddychania. Pewną rolę odgrywa również asymilacja azotu. Wartość pH wpływa na równowagę w układzie wapń–kwas węglowy. Zależy od niej stopień dysocjacji kwasu węglowego. Przy pH zbliżonym do 8,0 powstają niemal wyłącznie jony wodorowęglanowe, a przy dalszym jego wzroście powstają jony węglanowe (Lampert, Sommer 1996).

Opisane wyżej przemiany hydrochemiczne zachodzące w wodach jezior położonych w zlewni Rudy znajdują odzwierciedlenie w materiale pomiarowym zebranym w latach hydrologicznych 1990–1993. Zestawione za ten okres średnie wartości koncentracji substancji rozpuszczonych (ryc. 42) wskazują, że część jeziorna zlewni (punkty od E do Ł) charakteryzuje się niższymi wartościami mineralizacji ogólnej oraz koncentracji jonów wapnia i siarczanów. W przypadku pozostałych jonów oddziaływanie jezior zaznacza się słabiej. Dopływ wód podziemnych zasilających koryto Rudy poniżej jezior powoduje, że w kierunku jej ujścia do zbiornika wrocławskiego stężenia niektórych substancji ponownie wzrastają (punkt M).

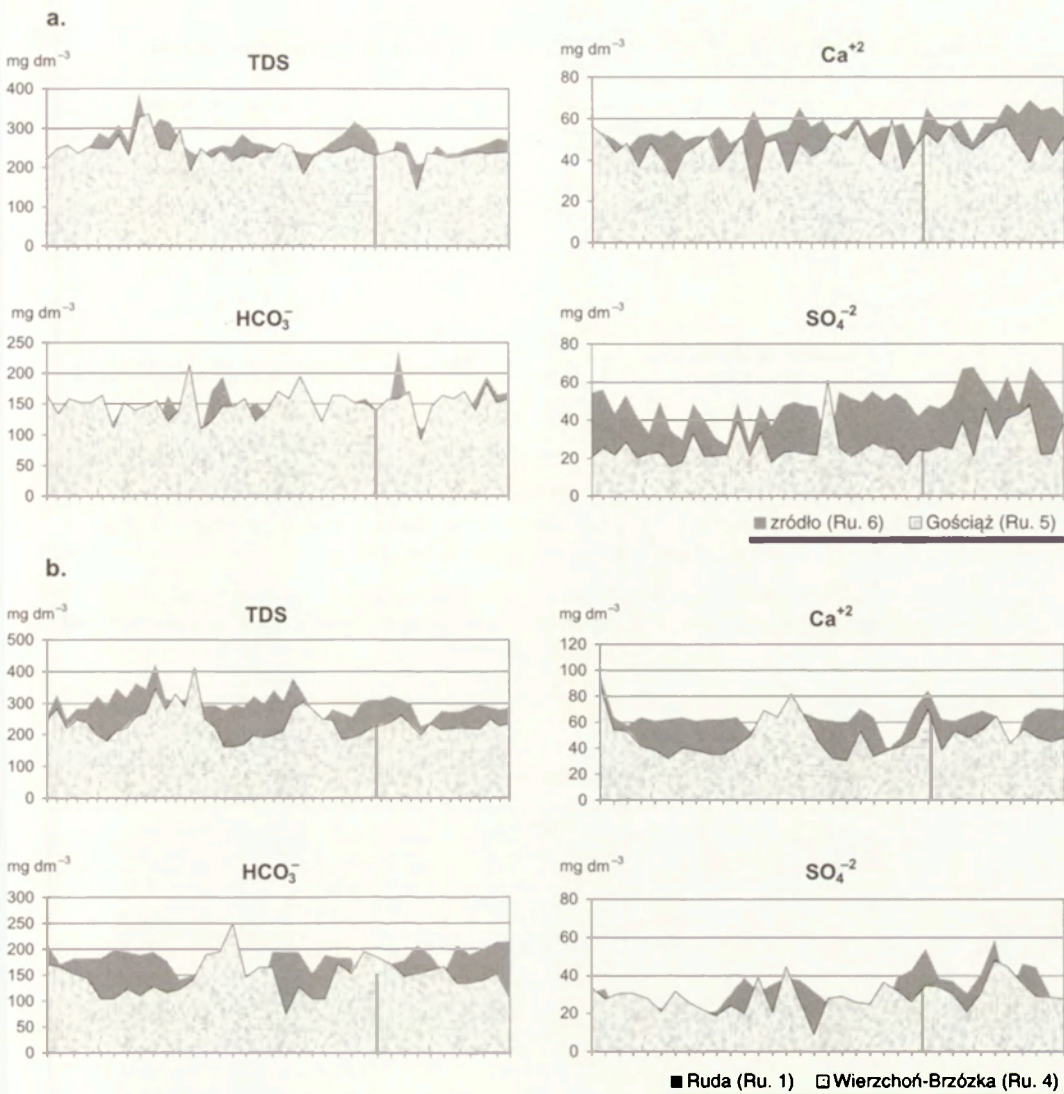
Wpływ jezior na redukcję koncentracji soli ma charakter stały, niezależny od zmieniających się warunków hydrometeorologicznych. Odzwierciedleniem tego są jej różnice występujące w wodach jezior i wodach stanowiących źródła ich zasilania (ryc. 43). Wartości różnic koncentracji materiału rozpuszczonego wykazały, że warunki panujące w jeziorze Gościąg wpływają na zmniejszenie mineralizacji ogólnej średnio o  $19,3 \text{ mg dm}^{-3}$ , to jest o 7,4%, stężeń siarczanów o  $21,1 \text{ mg dm}^{-3}$  (43,8%), wapnia o  $8,8 \text{ mg dm}^{-3}$  (15,7%) oraz wzrost stężeń wodorowęglanów o  $11,5 \text{ mg dm}^{-3}$  (8,3%). Wpływ pozostałych jonów na wielkość mineralizacji wody jest zdecydowanie mniejszy, ale i w tym przypadku, z wyjątkiem chlorków, wyższymi stężeniami charakteryzowały się wody zasilające jeziora. Jeszcze większa redukcja koncentracji materiału rozpuszczonego zachodziła w płytkich jeziorach typu polimiktycznego (Wierzchoń i Brzózka) (ryc. 43b). Niewielkie głębokości tych jezior, a tym samym lepsze warunki świetlne, przyczyniają się do szczególnie intensywnego rozwoju kwiatowej roślinności nadwodnej i podwodnej. W efekcie zwiększonej produkcji pierwotnej wzrasta zapotrzebowanie na substancje odżywcze, co z kolei wpływa na zmniejszenie mineralizacji ogólnej wody. Średni stopień zmineralizowania wody w jeziorach Wierzchoń i Brzózka jest o  $62,5 \text{ mg dm}^{-3}$  (20,9%) niższy w porównaniu z mineralizacją wody źródłowego odcinka Rudy – głównego dopływu tych jezior (porównaj tab. 6, stanowiska Ru. 1, Ru. 4). Na spadek ten składa się przede wszystkim zmniejszenie koncentracji wodorowęglanów, wapnia i siarczanów odpowiednio o  $28,9 \text{ mg dm}^{-3}$  (16,2%),  $13,1 \text{ mg dm}^{-3}$  (20,9%) i  $5,4 \text{ mg dm}^{-3}$  (15,3%).

Zaobserwowana odmienność cech hydrochemicznych wód badanych jezior dotyczy nie tylko wielkości koncentracji poszczególnych składników, ale również ich sezonowej zmienności (ryc. 44). W wodach zasilających jeziora wyższa mineralizacja (wartości średnie za lata 1990–1993) stwierdzona została w okresie półrocza letniego roku hydrologicznego. Płytkie jeziora Wierzchoń i Brzózka charakteryzowały się wyższą



Ryc. 42. Zmienność średnich (za lata 1990–1993) wartości koncentracji jonów i przewodnictwa elektrycznego wody w profilu podłużnym Rudy (lokalizacja punktów jak na ryc. 40)

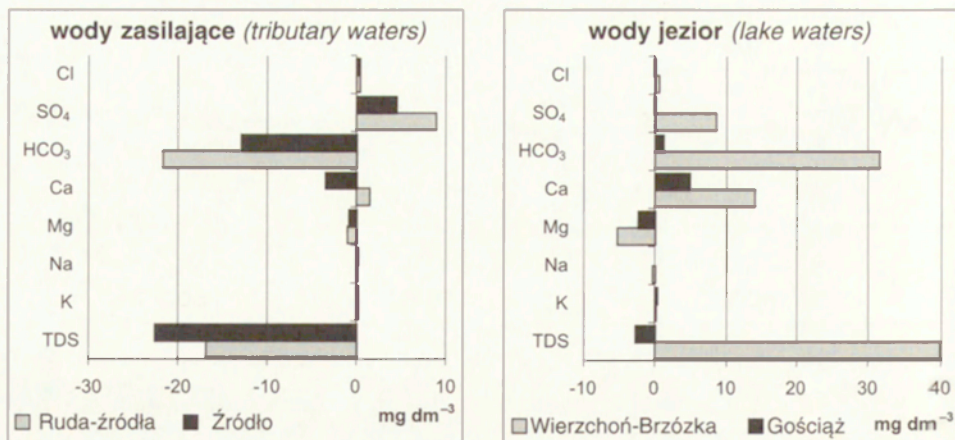
Mean variation (the years 1990–1993) of ions concentration values and water electric conductivity in the long profile of the Ruda (measurement sites localisation as in the Fig. 40)



Ryc. 43. Zmienność koncentracji wybranych parametrów składu chemicznego wód jeziornych (a – jeziora Gościąż, b – jezior Wierchoń-Brzózka) na tle zmienności ich koncentracji w wodach zasilających jeziora w latach hydrologicznych 1990–1993

Fig. 43. Variation of concentration of the chosen chemical parameters of lake waters (a – the Gościąż lake, b – the Wierchoń-Brzózka lake complex) and waters supplying the lakes in the years 1990–1993

mineralizacją wody w półroczu zimowym, natomiast w głębokim jeziorze Gościąż była ona w przypadku obu sezonów podobna. Wyrażna letnia redukcja koncentracji substancji rozpuszczonych w płytkich, silnie zarośniętych jeziorach o zaawansowanej trofii związana jest ze znacznym wzrostem intensywności przemian biochemicznych,



Ryc. 44. Sezonowe różnice średnich stężeń substancji rozpuszczonych w wodach jezior i w wodach zasilających jeziora (wartości dodatnie dominacja półrocza zimowego, wartości ujemne dominacja półrocza letniego)

Seasonal differences of mean dissolved material concentration in lake waters and waters supplying lakes (positive values – the winter half domination, negative values – the summer half domination)

T a b e l a 13. Średni roczny bilans materii w jeziorze Gościąż za lata hydrologiczne 1990–1993  
Annual mean matter balance in the Gościąż lake in the hydrological years of 1990–1993

	Dopływ	Odływ	Kumulacja w jeziorze	
	tony/rok	tony/rok	tony/rok	%
TDS	567	543	24	4,2
K <sup>+</sup>	1,1	1,5	-0,4	-36,4
Na <sup>+</sup>	7,4	9	-1,6	-21,6
Mg <sup>2+</sup>	20,1	25	-4,9	-24,4
Ca <sup>2+</sup>	125,2	111,2	14	11,2
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	323,1	350,6	-27,5	-8,5
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	102,3	64,5	37,8	36,9
Cl <sup>-</sup>	14,7	12,7	2	13,6
CaCO <sub>3</sub>	395,6	380,4	15,2	3,8

spośród których duże znaczenie ma gospodarka węglanami (Prusik i in. 1989). Tymczasem znacznie większa objętość jeziora Gościąż w stosunku do objętości wód zasilających oraz cechy zwiększające jego odporność na degradację (II klasa podatności na degradację) wpływają stabilizująco na skład chemiczny wody. Odzwierciedlają to również niższe wartości współczynników zmienności koncentracji większości jonów, jak i mineralizacji ogólnej wody jeziora Gościąż w porównaniu z niewielkimi i płytkimi jeziorami Wierzchoń i Brzózka (patrz tab. 6).

Analiza transformacji cech chemicznych wody jezior „Na Jazach” dowiodła, że jedną z ich właściwości jest zdolność do retencji chemicznej. Sporządzony dla jeziora Gościąż uproszczony bilans materii (tab. 13) wskazuje, że średnia roczna kumulacja materii rozpuszczonej, dopływającej do jeziora z uwzględnieniem dopływu powierzchniowego i gruntowego, wynosi 24 tony, co stanowi 4,2% dopływającego ładunku. W zależności od stopnia udziału poszczególnych związków stopień ich kumulacji jest różny. W przypadku części z nich ( $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $HCO_3^-$ ) jezioro jest źródłem ich dostawy (kumulacja ujemna). Efektem zachodzących w jeziorze przemian chemicznych jest między innymi współczesna depozycja  $CaCO_3$ , która wynosi 15,2 tony rocznie. Odpowiada to hipotetycznej rocznej warstwie wynoszącej około 0,015 mm.

Przedstawione warunki funkcjonowania systemu jezior „Na Jazach” w powiązaniu z niewielką dynamiką procesów hydrologicznych i hydrochemicznych zachodzących w całej zlewni Rudy wpływają przede wszystkim na zmniejszenie i wyrównanie wielkości odpływającego ładunku jonowego. W związku z podobnym, rzeczno-jeziornym charakterem pozostałych zlewni zachodniej części Kotliny Płockiej zaprezentowane wyżej uwagi na temat roli jezior w procesie transportu i przemian materii w znacznym stopniu odnoszą się również do nich.

## 7. TRANSFORMACJA I TRANSLOKACJA MATERIAŁU ROZPUSZCZONEGO W PRZEKROJU POPRZECZNYM PRADOLINY

Zmienność przestrzenna cech chemicznych wód powierzchniowych, w powiązaniu z warunkami obiegu wody w pradolinie, wskazuje na kierunki dostawy i odpływu substancji rozpuszczonych w badanych zlewniach. Jakość i ilość materiału przepływającego przez profil zamykający zlewnię jest odbiciem zachodzących w niej procesów geomorficznych (Froehlich 1982; Gregory, Walling 1973; Knighton 1984). Zatem wyniki badań pozwalają na przedstawienie ogólnego schematu stopnia hydrochemicznej transformacji wód w przekroju poprzecznym pradoliny (ryc. 45).

Warunki naturalne powodują, że zlewnie położone w dnie pradoliny Wisły zasilane są głównie wodami podziemnymi dopływającymi spoza jej granic oraz infiltrującymi w podłoże wodami opadowymi.

W badanym okresie ze względu na suszę znaczenie opadów atmosferycznych jako źródła zasilania było ograniczone. Również intercepcja zwartych kompleksów leśnych zmniejsza skuteczność opadu deszczu (Suliński 1995). W jej wyniku tylko pewna część opadu osiąga powierzchnię gruntu. Wyniki pomiarów opadu pod okapem lasu wykazały kilkudziesięcioprocentową redukcję ich wielkości w porównaniu do zmierzonych na otwartej przestrzeni (Ostrowska i in. 1994; Tyszką 1995). Cechy chemiczne wody opadowej podlegają znacznej transformacji pod wpływem szaty roślinnej i przepływu w podłożu. Największe zmiany jakościowe i ilościowe, wyrażone wzrostem koncentracji składników rozpuszczonych, zachodzą podczas kontaktu wody z powierzchnią roślin (m. in. Banaszuk 1995; Domagała i in. 1993; Kostrzewski i in. 1994; Likens i in. 1977; Ostrowska i in. 1994; Tyszką 1995). Dalszy wzrost stężeń następuje w przypowierzchniowej próchnicznej warstwie gleby. W tej strefie występują zarówno wody wsiąkające, jak i podsiąkające kapilarnie z głębszych warstw. J. Paluch (1997) wskazuje na konieczność uwzględnienia tego faktu w interpretacji składu chemicznego wód płytkich poziomów wodonośnych. Wskutek właściwości buforowych próchnic, szczególnie w glebach leśnych, zmniejsza się koncentracja większości jonów. Badania składu chemicznego wód glebowych w ekosystemach leśnych wykazały niewielki stopień ich transformacji w obrębie spągowej części profilu glebowego (Swank 1986; Ukhvatov, Glazovsky 1984). Stwierdzona tam koncentracja materiału rozpuszczonego odpowiada najczęściej wielkości mineralizacji wód opadowych (ryc. 46). Wzrost koncentracji następuje ponownie w obrębie skał podłoża, a wymyte z niego sole wprowadzone zostają do wód podziemnych. Zdaniem V. P. Ukhvatova i N. F. Glazovskyego (1984) w ekosystemie leśnym istnieje równowaga pomiędzy



dostawą a wynoszeniem jonów chlorkowych, siarczanowych, sodowych, potasowych i żelaza. Wynoszenie poza granice ekosystemu jonów wodorowęglanowych, wapniowych i magnezowych związane jest z przemianami geochemicznymi zachodzącymi w głębszych poziomach gruntu. W przypadku centralnej, zwydmionej części Kotliny Płockiej istotna jest również znaczna miąższość strefy aeracji, która według badań R. Głazika (1978) wynosi tutaj przeciętnie od 3 do 5 m, a na kulminacjach wałów wydmowych znacznie więcej. W warunkach niskiego położenia poziomu wody podziemnej migracja wielu jonów zostaje zahamowana, a ich formy podlegają zamianie z labilnych na stabilne (Ostrowska i in. 1994). Przy takich warunkach opadowych i warunkach wodno-gruntowych brak jest w tej części obszaru badań możliwości znaczącej infiltracji wody opadowej i migracji materiału rozpuszczonego (ryc. 45). Potwierdzeniem tego są wyniki badań prowadzonych na obszarze lasu sosnowego przez B. Mickiewicza i A. Filipkowskiego (1972). Wykazały one, że nawet przy opadach przekraczających 40 mm na dobę nie obserwuje się przyrostu stanów wód podziemnych, jeżeli strefa aeracji ma miąższość przekraczającą 2,5 m. Należy przypuszczać, że jedynie w czasie topnienia pokrywy śnieżnej i długotrwałych rozlewnych deszczy może zachodzić zasilanie wód podziemnych. Z uwagi na występujące tu wylugowane piaski pochodzenia fluwioglacjalnego i fluwialnego stopień wysycenia infiltrujących wód jest niewielki. Połączenie ich z wodami podziemnymi może obniżyć ich koncentrację. Taki okresowy wpływ infiltracyjnych wód opadowych zaznacza się jedynie lokalnie w obszarach o niższym poziomie zalegania wód podziemnych, które występują w obrębie niecek deflacyjnych i obniżień rynnowych (np. odcinek źródłiskowy Rudy, torfowiska w zlewni Rakutówki). Stwierdzono tam nieznaczny wzrost mineralizacji wody oraz większy udział jonów siarczanowych i węglanów. Związane jest to z ługowaniem osadów biogenicznych, które wypełniają dna tych obniżeń.

Bardziej wyraźna transformacja wody opadowej zachodzi w obszarach zbudowanych z osadów słabiej przepuszczalnych, charakteryzujących się wysokim położeniem zwierciadła pierwszego poziomu wód podziemnych (ryc. 45). Tereny te są najczęściej zmeliorowane, co przyczynia się do skrócenia obiegu gruntowego wody opadowej, wzbogaconej w sole wymyte z uprawnej warstwy gleby. W wylesionej części wysoczyznowej (zlewnia Rakutówki) infiltrujące wody opadowe ługują bogate w składniki gliniaste podłoże, a następnie odpływem drenarskim oraz drogą spływu śródpokrywowego zasilają wody powierzchniowe. Przejmuje te wody przebiegająca równolegle do wysoczyzny dolina Rakutówki. Stanowi ona barierę ograniczającą ich rozprzestrzenianie się w głąb pradoliny (ryc. 31). W podobny sposób transformacji podlegają wody opadowe w północnej, rolniczo użytkowanej części zlewni Zuzanki.

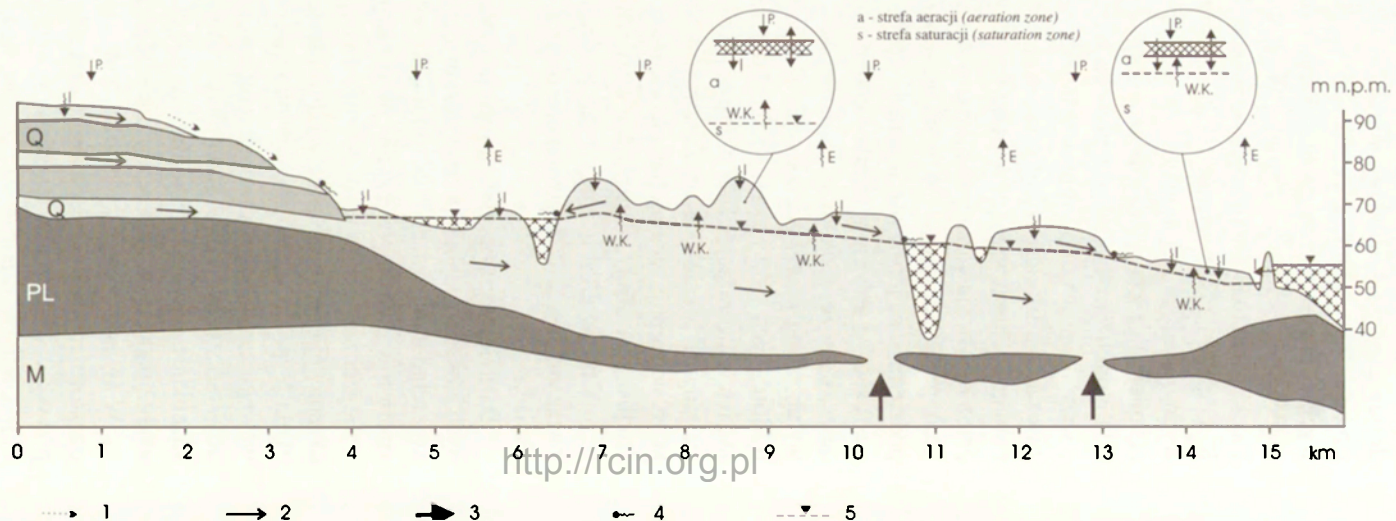
W świetle powyższych rozważań uznać należy, że efekty ilościowej i jakościowej transformacji wody opadowej w procesie odpływu jonowego ograniczają się tylko do przywysoczyznowych fragmentów pradoliny oraz obszarów o wysokim położeniu zwierciadła wód podziemnych (ryc. 45).

Drugą najważniejszą składową zasilania badanego obszaru jest dopływ wód podziemnych dalekiego krążenia zasilanych z poziomów międzymorenowych, położonych często w znacznym oddaleniu od obszaru Kotliny Płockiej (ryc. 45). Dlatego

jednostka geomorfologiczna (geomorphological unit)	strefa krawędziowa wysoczyzny morenowej (edge zone of morainic plateau)	Poziomy pradolinne (Pradolina levels)						zbiornik wleczawki (Wleczawki reservoir)
		równina jeziorna (lake plain)	bardziej zwydmione (more duned)	słabiej zwydmione (less duned)		równina jeziorna (lake plain)	A	
użytkowanie ziemi (land use)	użytki rolne (arable lands)	łąka + użytki rolne + las (grassland + arable lands + forest)	las (forest)			łąka + las + użytki rolne (grassland + forest + arable lands)		
dominujący typ zasilania (dominant type of tributary)	opady, spływ powierzchniowy, podziemne (precipitation, overland flow, ground waters)	podziemne, spływ powierzchniowy, opady (ground water, overland flow, precipitation)	opady (precipitation)	podziemne (okresowe opady) (ground water, periodically precipitation)		podziemne + opady (ground water + precipitation)		B
główny czynnik transformacji skł. chem. (main factor of transformation chem. comp.)	antropopresja (antropopresion)	retencja jeziorna (lake retention)	retencja lasów (forests retention)		retencja jez. (lake retention)	antropopresja (antropopresion)		
mineralizacja (mg dm <sup>-3</sup> ) (mineralization)	600 - 400	400-300	50-200	200 - 300	>300	300 - 400	500 600	>600

A - obszar depresyjny (depression area)

B - infiltracja ze zbiornika (infiltration from reservoir)



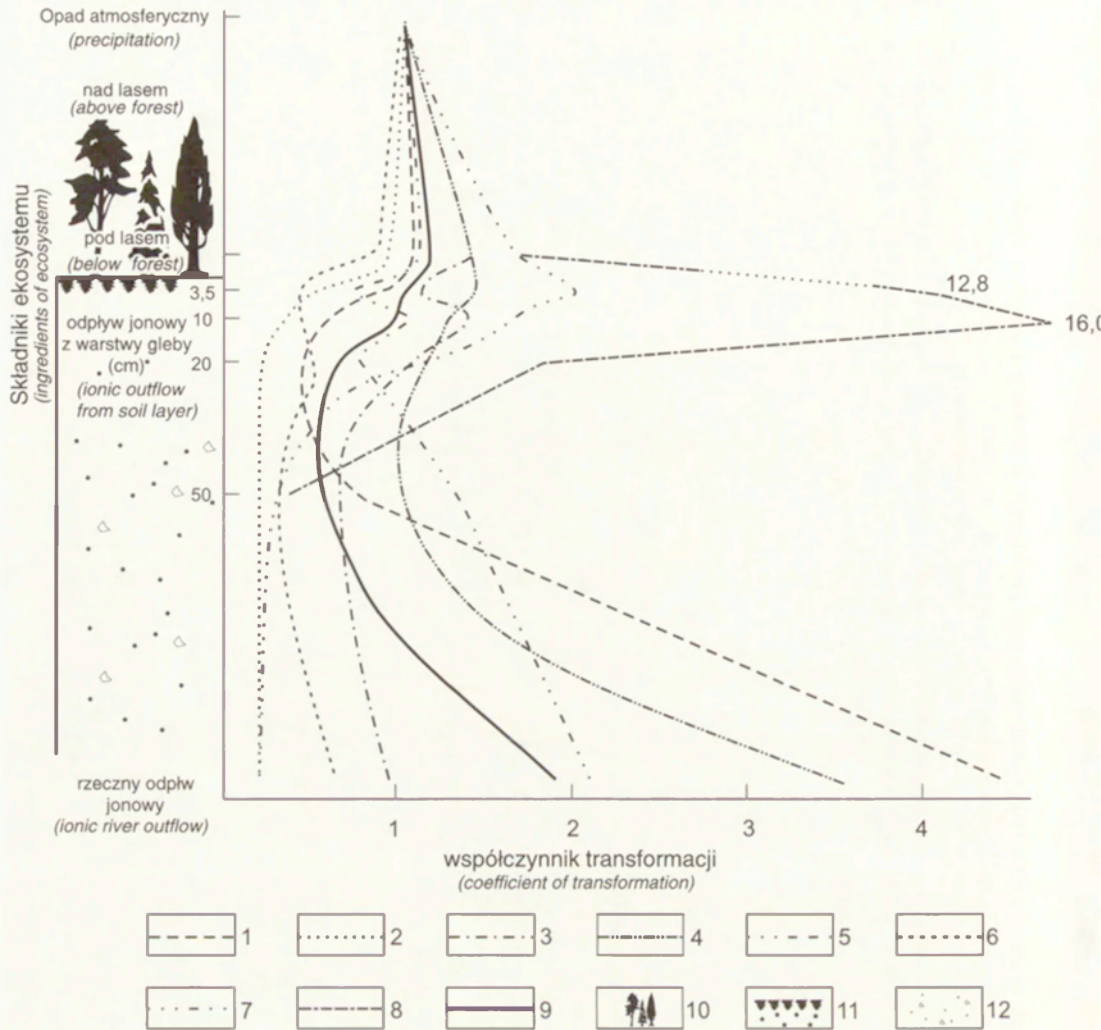
<http://cin.org.pl>

Ryc. 45. Schemat obiegu wody i transformacja cech hydrochemicznych wód zasilających w profilu poprzecznym Kotliny Płockiej

P – opad atmosferyczny, I – infiltracja, E – ewapotranspiracja, W. K. – wznios kapilarny, 1 – spływ powierzchniowy, 2 – dopływ wód gruntowych, 3 – dopływ wód trzeciorzędowych, 4 – wypływy wód gruntowych, 5 – zwierciadło wód gruntowych

Water cycle scheme and hydro-chemical characteristics transformation of the supplying waters in the cross-profile of the Płock Basin

P – rainfall, I – infiltration, E – evapo-transpiration, W. K. – capillary rise, 1 – overland flow, 2 – groundwaters inflow, 3 – Tertiary water inflow, 4 – groundwater outflow, 5 – groundwater level



Ryc. 46. Wpływ ekosystemu leśnego na stopień transformacji składu chemicznego wody opadowej w relacji opad–odpływ (wg Ukhvatov, Glazovsky 1984)

1 –  $\text{HCO}_3^-$ , 2 –  $\text{Cl}^-$ , 3 –  $\text{SO}_4^{2-}$ , 4 –  $\text{Ca}^{2+}$ , 5 –  $\text{Mg}^{2+}$ , 6 –  $\text{Na}^+$ , 7 –  $\text{K}^+$ , 8 –  $\text{Fe}^{3+}$ , 9 – suma jonów, 10 – las, 11 – gleba leśna, 12 – osady piaszczyste

Influence of forest ecosystem on the level of chemical composition transformation of rainwater in the relationship of rainfall – outflow (according to Ukhvatov, Glazovsky 1984)

1 –  $\text{HCO}_3^-$ , 2 –  $\text{Cl}^-$ , 3 –  $\text{SO}_4^{2-}$ , 4 –  $\text{Ca}^{2+}$ , 5 –  $\text{Mg}^{2+}$ , 6 –  $\text{Na}^+$ , 7 –  $\text{K}^+$ , 8 –  $\text{Fe}^{3+}$ , 9 – total ions, 10 – forests, 11 – forest soil, 12 – sandy deposits

odmienne są cechy ich składu chemicznego. Odpowiadają bowiem innym niż w pradolinie warunkom środowiska geograficznego. Wyptywy tych wód występują w głęboko wciętych rynnach oraz u podstawy załomów terasowych. Można przypuszczać, że te wody najbardziej oddziałują na środowisko hydrochemiczne tej części Kotliny

Płockiej. Zasilają one głęboko wcięte rynny jeziorne (por. Piekarek-Jankowska 1973). Dalsza transformacja ich cech chemicznych zachodzi w jeziorach w wyniku procesów sedymentacyjnych i przemian biogeochemicznych.

Poza wymienionymi źródłami dostawy wody w depresyjną, w stosunku do zbiornika włocławskiego, część Kotliny Płockiej infiltrują wody z Wisły. Jednak ich rozprzestrzenienie jest ograniczone przez drenaż Kanału Głównego (ryc. 31, 45).

Warunki hydrogeologiczne umożliwiają również dopływ wód z formacji trzeciorzędowych, a nawet kredowych. Występujące w stropie utworów plioceńskich okna hydrogeologiczne są prawdopodobnie drogą ich połączenia z wodami kompleksu czwartorzędowego (ryc. 45). O drenażu wód trzeciorzędowych Niecki Mazowieckiej w dolinie Wisły koło Włocławka pisze T. Macioszczyk (1986). Jednak na podstawie cech chemicznych trudno określić miejsca ich największego wpływu na kompleks wodonośny pradoliny. W strefach więzi hydraulicznej z wodami czwartorzędowymi ich odmienne cechy chemiczne są zredukowane w wyniku rozcieńczenia wodami infiltracyjnymi (Macioszczyk 1986). Ocena zasilania badanego geosystemu wodami ascenzyjnymi wieku trzeciorzędowego wykracza poza ramy tej pracy.

Stwierdzone wyżej fakty skłaniają do wniosku, że cechy chemiczne wód zasilających cieków i jeziora w Kotlinie Płockiej, stanowiącej otwarty system hydrologiczny, odziedziczone są z otaczającego geosystemu wysoczyznowego. Sprzyjają temu swobodne połączenia pomiędzy wodami różnego wieku i pochodzenia. Można przypuszczać, że stwierdzone prawidłowości przestrzennej zmienności cech chemicznych wód powierzchniowych w zachodniej części Kotliny Płockiej występują również w innych częściach doliny Dolnej Wisły. Potwierdzają to częściowo wyniki badań z obszaru doliny Wisły powyżej Płocka (Bajkiewicz-Grabowska 1995; Lenartowicz, Bajkiewicz-Grabowska 1996). Wymienieni autorzy badając w dolinie Wisły transformację składu chemicznego wysoczyznowych wód podziemnych stwierdzili spadek ich mineralizacji również w centralnej części doliny i wzrost w obrębie niższych poziomów terasowych. Na podobny przebieg mineralizacji w profilu podłużnym cieków wskazują również przeprowadzone przez autora (w latach 1996 i 1997) pomiary przewodnictwa elektrycznego wody Skrwy lewobrzeżnej, która jest największym ciekiem Kotliny Płockiej. W górnym, źródłowym odcinku rzeki, który odwadnia obszar wysoczyzny morenowej, przewodnictwo elektryczne wody wynosiło od 544 do 642  $\mu\text{S cm}^{-1}$ . Natomiast w odcinku położonym w kotlinie było niższe i zmniejszając się w kierunku koryta Wisły wynosiło od 443 do 481  $\mu\text{S cm}^{-1}$ . Zmierzona w wypływach źródeł przewodność wód podziemnych wynosiła od 340–350  $\mu\text{S cm}^{-1}$ .

## 8. ODPLYW JONOWY I UWAGI NA TEMAT TEMP DENUDACJI CHEMICZNEJ

W opracowaniach omawiających problemy obiegu energii i materii w geosystemach zlewni rzecznych często przedstawiane są ujęcia bilansowe poszczególnych elementów tego zjawiska. W badaniach procesów denudacji chemicznej bilansowane są najczęściej substancje rozpuszczone w poszczególnych fazach obiegu wody w zlewni (Kostrzewski, Zwoliński 1992). Poprawne rozwiązanie równania bilansowego wymaga jednak uwzględnienia szeregu precyzyjnie określonych danych ilościowych, zarówno po stronie przychodu, jak i rozchodu. Zarówno fakt, że zlewnia rzeczna stanowi otwarty system, jak i złożoność procesów hydrochemicznych i wielorakość uwarunkowań wpływających na przebieg denudacji chemicznej w znaczny sposób utrudnia poprawne ich oszacowanie. Z tego względu znaczna część składowych bilansu jest w większym lub mniejszym stopniu przybliżeniem, na co zwrócili uwagę A. Kostrzewski, M. Mazurek i Z. Zwoliński (1994).

Określenie składowych bilansu denudacji chemicznej badanych zlewni jest szczególnie trudne ze względu na ich położenie w dnie dużej aluwialnej doliny. Dominuje tu zasilanie podziemne, a swobodne połączenia pomiędzy różnymi rodzajami wód sprzyjają tranzytowemu przepływowi materiału rozpuszczonego pomiędzy sąsiednimi geosystemami. Ogranicza to w dużym stopniu możliwość ilościowego wydzielenia materiału rozpuszczonego, który pochodzi z obszaru zlewni, od dopływającego spoza jej granic. Natężenie procesów transportu materiału rozpuszczonego wyrażane jest często za pomocą wskaźników denudacji chemicznej. W tym przypadku pojawiają się wątpliwości z jednoznaczną ich interpretacją. Składają się na to zarówno trudności związane z określeniem rzeczywistej powierzchni zlewni podziemnej, jak i określeniem wpływu procesów ługowania zachodzących w jej obrębie.

Obliczone wielkości odpływu jonowego i wskaźniki denudacji chemicznej wyrażają bardziej udział poszczególnych zlewni w procesie przepływu substancji rozpuszczonej drogą podziemną, na linii wysoczyzna morenowa – koryto Wisły, niż faktyczną wielkość denudacji chemicznej w dnie doliny. Na ich podstawie możliwa jest ocena zróżnicowania wielkości transportu fluwialnego w formie spływu jonowego. Stanowi on bowiem najbardziej obiektywną składową bilansu energii i materii po stronie rozchodu (Kostrzewski, Mazurek, Zwoliński 1994).

Na szereg problemów związanych z interpretacją i ekstrapolacją wartości wskaźników denudacji zwrócił uwagę W. Froehlich (1986). Stwierdza on, że w odniesieniu do denudacji chemicznej takie procedury obarczone są najmniejszym błędem. Uwarunkowane jest to silnymi związkami między parametrami hydrologicznymi

a koncentracją soli i ich ładunkiem. W tym wypadku istotnym ograniczeniem jest poprawne oddzielenie ładunku, który pochodzi z ługowania warstw powierzchniowych od pochodzącego z głębszego podłoża. Problem ten jest szczególnie istotny w odniesieniu do badanych zlewni.

Stwierdzona dotychczas w wielu opracowaniach (Froehlich 1975; Wilamski 1978; Welc 1985; Ciupa 1991; Rzepa 1992) wysoka korelacja (0,95–0,99) pomiędzy natężeniem przepływu wody a ładunkiem materiału rozpuszczonego ( $L_d$ ) potwierdziła się również w przypadku badanych zlewni. Związek ten charakteryzuje się wysokimi współczynnikami korelacji od 0,93 (Rybnica) do 0,99 (Zuzanka i Rakutówka) i ma charakter zależności liniowej, a w przypadku Rakutówki potęgowej (tab. 14). Świadczy to o zgodności reżimu odpływu jonowego z reżimem odpływu wody.

T a b e l a 14. Zależności między natężeniem przepływu wody a wielkością ładunku materiału rozpuszczonego w ciekach zachodniej części Kotliny Płockiej

Relation between water discharge and the load size of dissolved material in the streams of the western part of the Plock Basin

	Równanie regresji	Współczynnik korelacji
Ruda	$L_d = 0,234Q + 0,001$ ( $12 < Q < 147$ )	$r = 0,95$
Zuzanka	$L_d = 0,366Q - 0,261$ ( $22 < Q < 251$ )	$r = 0,99$
Rybnica	$L_d = 0,28Q + 1,258$ ( $5 < Q < 108$ )	$r = 0,93$
Rakutówka	$L_d = 0,36Q^{1,072}$ ( $22 < Q < 251$ )	$r = 0,99$

Na podstawie tego związku obliczono dla poszczególnych zlewni odpływ materiału rozpuszczonego (tab. 15). Stwierdzono, że największy ładunek materiału rozpuszczonego transportowany jest Rakutówką, a następnie przez Zuzankę, Rudę i Rybnicę. W rocznym cyklu odprowadzania soli zaznacza się wyraźna przewaga ładunku transportowanego w półroczu zimowym. Jest to szczególnie wyraźne w Rakutówce, gdzie odpływ jonowy półrocza zimowego przewyższa od 3 do blisko 8 razy wartości z okresu letniego. Wynika to z omówionego już wcześniej charakteru zasilania zlewni. Należy jednak dodać, że wielkość odpływającego latem materiału rozpuszczonego osiąga w Rakutówce podobne wartości jak w pozostałych ciekach odwadniających dno pradoliny.

Przedstawione wartości spływu jonowego odnoszą się tylko do ładunku odprowadzanego korytem cieku. Pewna trudna do precyzyjnego oszacowania ilość wynoszona jest poza granice zlewni przez odpływ podziemny. Ilość odpływającego tą drogą materiału może być w warunkach hydrogeologicznych doliny Wisły dosyć znaczna. Wskazują na to szacunki bilansu wód podziemnych wykonane przez B. Kazimierskiego i M. Sikorską-Maykowską (1996) dla obszaru Puszczy Kampinoskiej, który posiada podobne warunki naturalne do Kotliny Płockiej. W zlewni Łasicy, która jest głównym ciekim Puszczy Kampinoskiej, odpływ podziemny jest o około 30% większy niż dopływ i osiąga wielkość zbliżoną do odpływu rzeki. W Kotlinie Płockiej udział tranzytowego odpływu podziemnego jest prawdopodobnie dużo mniejszy. Związane jest to z lokalnymi bazami drenażu, które stanowią przebiegające prostopadle do kierunku przepływu wód podziemnych głęboko wcięte rynny jeziorne.

T a b e l a 15. Wielkość odpływu jonowego ze zlewni położonych w zachodniej części Kotliny Płockiej  
Size of ion outflow from the catchment areas located in the western part of the Plock Basin

	Ruda	Zuzanka	Rybница	Rakutówka
tony				
1990				
zima	301,6			
lato	216,8			
rok	518,4			
1991				
zima	400,4			
lato	212,6			
rok	613,0			
1992				
zima	313,6	556,1	37,1	2282,0
lato	154,3	339,4	0,0	288,3
rok	467,9	895,5	37,1	2570,3
1993				
zima	336,1	687,5	98,3	2162,1
lato	234,5	520,9	124,0	738,7
rok	570,6	1208,4	222,3	2900,8
1994				
zima	426,0	1150,7	305,6	10610,8
lato	293,2	433,8	155,7	1556,6
rok	719,2	1584,5	461,3	12167,4

Różna ilość wynoszonego z badanych zlewni materiału rozpuszczonego uwarunkowana jest wielkością obszaru zasilania oraz retencją jeziorną, gospodarką wodną i użytkowaniem ziemi. W celu poznania ich wpływu obliczono dla poszczególnych zlewni wielkość jednostkowej denudacji chemicznej (tab. 16). Stwierdzono występowanie dwóch grup zlewni charakteryzujących się odmiennym natężeniem denudacji chemicznej. Jej średnie wartości w zlewniach Rybnicy i Rudy wynosiły w latach hydrologicznych 1992–1994 od 7,3 do 11 ton/km<sup>2</sup>/rok. Ponad dwukrotnie wyższe natężenie wynoszące od 22,7 do 25,4 ton/km<sup>2</sup>/rok występowało w zlewniach Rakutówki i Zuzanki. Z wyjątkiem Rybnicy (w roku 1993) większa intensywność procesów denudacyjnych związana była z półroczem zimowym. Dla zlewni położonych w części północnej pradoliny wskaźniki dla półrocza zimowego są wyższe niż dla półrocza letniego o 37–47%, a w przypadku wysoczyznowo-pradoliny zlewni Rakutówki aż o 83%. Jest to niezależne od warunków pogodowych poszczególnych lat i świadczy o stabilnym i trwałym przebiegu procesu. Duży odpływ jonowy półrocza zimowego związany jest z większymi zasobami wody oraz zmniejszonym zapotrzebowaniem roślin na substancje mineralne. Natężenie procesu zbieżne jest w poszczególnych latach z warunkami termiczno-opadowymi (por. tab. 4 i 16). Dlatego najniższe natężenie denudacji chemicznej występowało w suchych i ciepłych latach 1990 i 1992, a najwyższe w wilgotnym 1994 roku.

Tempo denudacji chemicznej w kolejnych latach charakteryzuje się cyklicznym przebiegiem. Okresy wzmożonej aktywności procesów denudacyjnych przypadają na



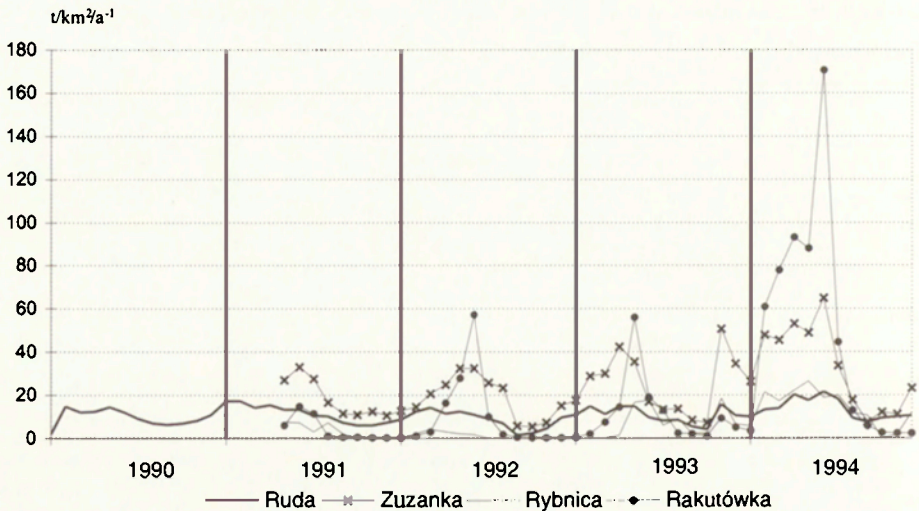
T a b e l a 16. Jednostkowa denudacja chemiczna w zlewniach zachodniej części Kotliny Płockiej  
Elementary chemical denudation in the catchment areas of the western part of the Plock Basin

	Ruda	Zuzanka	Rybница	Rakutówka
$t/km^2/a^{-1}$				
1990				
zima	11,4			
lato	8,1			
rok	9,7			
1991				
zima	15,2			
lato	7,9			
rok	11,5			
1992				
zima	11,8	22,9	2,2	17,7
lato	5,7	13,8	0,0	2,2
rok	8,8	18,4	1,1	9,9
1993				
zima	12,7	28,6	5,9	16,6
lato	8,8	21,3	7,5	5,6
rok	10,7	25,0	6,7	11,1
1994				
zima	16,2	47,7	18,6	82,4
lato	10,9	17,6	9,3	11,8
rok	13,5	32,7	14,0	47,1
1992–1994				
zima	13,6	33,1	8,9	38,9
lato	8,5	17,6	5,6	6,5
rok	11,0	25,4	7,3	22,7

miesiące zimowe i wczesnowiosenne, w których występują największe odpływy. W miarę ich zmniejszania spada również natężenie denudacji, której najniższe wartości występują w pełni lata (ryc. 47). Jedynie podczas wysokich opadów we wrześniu 1993 roku nastąpił skokowy wzrost jej natężenia.

Obliczone wskaźniki denudacji chemicznej, w powiązaniu z przedstawionymi w poprzednich rozdziałach uwarunkowaniami obiegu substancji rozpuszczonej w badanych zlewniach, pozwalają na podjęcie próby określenia ich roli w procesie odprowadzania materiału rozpuszczonego poza system pradoliny.

Pomimo podobnych cech środowiska przyrodniczego, sposobu użytkowania ziemi oraz warunków zasilania zlewnie Rudy, Zuzanki i Rybnicy charakteryzują się nieco innym przebiegiem i natężeniem procesów denudacyjnych. Wyraźnie niższe wartości wskaźników denudacji występują w zlewniach Rudy i Rybnicy, charakteryzujących się występowaniem większej powierzchni jezior (tab. 16). Retencja jeziorna jest przyczyną transformacji odpływu i cech chemicznych wody. Na podstawie porównania z Zuzanką, która nie przepływa przez jeziora, można przypuszczać, że pewna część transportowanego materiału rozpuszczonego deponowana jest w zbiornikach jezior-



Ryc. 47. Tempo denudacji chemicznej (Dc) w zlewniach zachodniej części Kotliny Płockiej w latach hydrologicznych 1990–1994

Chemical denudation rate (Dc) in the catchment basins of the western part of the Płock Basin in the hydrological years 1990–1994

nych. Odmienne przebiega denudacja chemiczna w zlewni Rakutówki. Zasilanie tego ciekę przez wody podziemne i spływ powierzchniowy jest przyczyną dużej zmienności tempa denudacji w cyklu rocznym (tab. 16, ryc. 47). W miesiącach zimowych znaczący udział w zasilaniu Rakutówki mają wody wysoczyznowe o wysokiej mineralizacji. Wpływają one na wzrost transportowanego ładunku materiału rozpuszczonego. W latach suchych (1992, 1993) był on krótkotrwały i ograniczał się do jednego lub dwóch miesięcy. Pewna część wód wysoczyznowych podlegała bowiem retencji na obszarze podmokłej niecki Jeziora Rakutowskiego. W tym czasie wskaźniki jednostkowej denudacji chemicznej nie przewyższały wartości zanotowanych dla pozostałych zlewni. Natomiast w bardziej wilgotnym 1994 roku zdolności retencyjne niecki jeziora zostały przekroczone. Spowodowało to wzrost odpływu jonowego, a tym samym wartości wskaźnika denudacji jednostkowej. W czasie kiedy dopływ wód powierzchniowych z wysoczyzny przestaje funkcjonować natężenie procesów denudacyjnych w zlewni Rakutówki ma podobną wielkość, jak w pozostałych zlewniach. Świadczy to o podobnym, w tym okresie, reżimie zasilania i mechanizmie dostawy materiału rozpuszczonego do koryt badanych cieków.

Na podstawie przeprowadzonych badań można przyjąć, że zasadnicze źródła dostawy substancji rozpuszczonych znajdują się poza geosystemem pradoliny, na obszarze wysoczyzny morenowej, a pradolina jest obszarem ich tranzytowego przepływu na drodze do koryta Wisły. Na tej drodze część materii akumulowana jest w jeziorach, część zaś zużywana do produkcji biomasy. Cechy litologiczne podłoża, warunki hydrogeologiczne oraz niskie sumy opadów atmosferycznych nie sprzyjają natomiast ługowaniu i znaczącej dostawie autochtonicznego materiału rozpuszczonego. Prawdo-

T a b e l a 17. Natężenie denudacji chemicznej w zlewniach Kotliny Płockiej na tle jej wartości w wybranych zlewniach Nizy Polskiego

Chemical denudation rate in the catchment areas of the Płock Basin compared to its values in the chosen catchment areas of the Polish Lowland

Zlewnia	Tempo denudacji chemicznej t/km <sup>2</sup> /rok	Źródło
Rakutówka	22,7	autor
Ruda	11	autor
Zuzanka	25,4	autor
Rybnica	7,3	autor
Kotlina Płocka	8,2–20,5	Pulina (1974)
Słupia	51,9	Wilamski (1978)
Parsęta – górna	85	Kostrzewski, Zwoliński (1992)
Parsęta – górna	127–131	Kostrzewski i in. (1994)
Radunia – górna	109	Gołębiewski (1981)
Piławy, Płytnicy	18,5–53,8	Bukowska-Jania, Pulina (1997)
Tążyna	32,4–73,6	Olejniczak (1993)
Zielona	75,7–94,4	Olejniczak (1993)
Struga Toruńska	27,4–52,7	Olejniczak (1993)
Wisła (Warszawa)	85,8	Maruszczak (1990)
Wisła (Tczew)	58,4	Maruszczak (1990)
Narew (bez Bugu)	41	Maruszczak, Wilgat (1993)
Wkra	37	Maruszczak, Wilgat (1993)
Drwęca	45	Maruszczak, Wilgat (1993)
Bzura	52	Maruszczak, Wilgat (1993)
Brda	53	Maruszczak, Wilgat (1993)
Wda	46	Maruszczak, Wilgat (1993)
Olszanka	30–32,7	Harasimiuk (1997)

podobnie niektóre obszary kotliny są miejscami depozycji przepływającej materii rozpuszczonej. Należy podkreślić, że wielkość przemieszczającej się przez badany geosystem materii rozpuszczonej jest zawyżona o komponenty pozadenudacyjne, związane z antropopresją. Składają się na nie substancje rozpuszczone w wodzie opadowej, zanieczyszczenia związane z chemizacją rolnictwa oraz ścieki komunalne i przemysłowe. Określenie ich udziału w odpływie jonowym jest zadaniem trudnym, na co zwrócono uwagę w wielu opracowaniach (m. in. Wilamski, Śliwa 1978; Kostrzewski, Zwoliński 1985; Maruszczak 1990). Obliczony metodami pośrednimi udział materiału rozpuszczonego pochodzenia antropogenicznego może wynosić od 10 do 80%.

W przypadku Kotliny Płockiej lokalna dostawa materiału rozpuszczonego pochodzenia antropogenicznego łączy się prawdopodobnie tylko ze składową opadową, której wielkość określona metodą zaproponowaną przez A. Kostrzewskiego i Z. Zwolińskiego (1985) wynosiła około 15% (Gierszewski 1993). Słabo rozwinięta sieć osadnicza oraz niewielki odsetek gruntów rolnych charakteryzujących się niską kulturą upraw nie stanowi ważnego źródła dostawy materiału rozpuszczonego.

W porównaniu z innymi obszarami Nizżu Polskiego obliczone dla badanych zlewni wskaźniki denudacji jednostkowej są znacznie niższe (tab. 17). Odzwierciedlają one w większym stopniu natężenie denudacji obszaru źródłowego, jakim jest Wysoczyzna Kujawska niż obszaru pradoliny. Jednostkowa denudacja chemiczna w zlewniach Rakutówki i Zuzanki jest podobna jak w innych zlewniach, o małym odpływie jednostkowym, które położone są na obszarach płaskich wysoczyzn morenowych (Tażyna, Struga Toruńska, Wkra) oraz równin peryglacialnych (Olszanka, Bzura). Można to uznać za dodatkową przesłankę świadczącą o pochodzeniu odpływającego z Kotliny Płockiej materiału rozpuszczonego.

## 9. PODSUMOWANIE

Zasadniczym celem pracy było określenie wpływu środowiska geograficznego dna doliny Dolnej Wisły na zróżnicowanie przestrzenne i sezonową zmienność cech chemicznych wód powierzchniowych oraz dynamikę procesów hydrochemicznych. Objąsniiony został również mechanizm transformacji wód zasilających Kotlinę Płocką na drodze ich spływu do zbiornika włocławskiego.

1. Skład chemiczny wód powierzchniowych kotliny jest wypadkową złożonego systemu zasilania doliny, na który składa się zasilanie opadami atmosferycznymi, dopływ wód podziemnych i powierzchniowych z wysoczyzny morenowej oraz dopływ ascenzyjny wód trzeciorzędowych. Dominującą składową zasilania sieci hydrograficznej są jednak wody podziemne związane z regionalnym systemem obiegu. Odzwierciedleniem takiego sposobu zasilania jest ich niska mineralizacja wynosząca od 200 do 300 mg dm<sup>-3</sup>. Są to wody wodorowęglanowo-wapniowo-siarczanowe o odczynie od 7,2 do 8,1 pH. Charakteryzują się one dużą stabilnością składu jonowego. W zlewniach, gdzie podziemna składowa zasilania wzbogacona zostaje o inne źródła dostawy materiału rozpuszczonego, w postaci powierzchniowego dopływu wód wysoczyznowych (Rakutówka) lub infiltracji wody ze zbiornika włocławskiego (Kanał Główny), mineralizacja wody wzrasta do poziomu 500–600 mg dm<sup>-3</sup>. Prawidłowości te modyfikowane są nieznacznie przez lokalne zróżnicowanie środowiska geograficznego kotliny.

2. Wyraźnie zaznaczająca się zmienność cech chemicznych wód powierzchniowych kotliny od wysoczyzny do koryta Wisły (zbiornika włocławskiego) odzwierciedla główny kierunek spływu wody. W strefie graniczącej z wysoczyzną morenową kształtują ją wody spływu powierzchniowego i płytkie wody podziemne o mineralizacji powyżej 500 mg dm<sup>-3</sup>. Produkty ługowania zasobnych w składniki rozpuszczalne glin morenowych zasilają tutaj sieć cieków i rowów melioracyjnych uchodzących do Rakutówki. Centralna część badanego obszaru zasilana jest natomiast słabiej zmineralizowanymi wodami podziemnymi (do 300 mg dm<sup>-3</sup>), pochodzącymi z głębszych poziomów międzymorenowych. Tereny depresyjne przylegające bezpośrednio do zbiornika włocławskiego znajdują się pod wpływem zanieczyszczonych wód infiltrujących z Wisły. W innych obszarach, graniczących bezpośrednio ze zbiornikiem włocławskim, nie zaobserwowano przenikania jego wody w obszar doliny.

3. Głównymi czynnikami, które odpowiadają za transformację składu chemicznego wód na drodze ich przepływu przez geosystem kotliny są: antropopresja, retencja hydrochemiczna lasów i jezior, występowanie osadów biogenicznych oraz płytkie zaleganie zwierciadła wody gruntowej.

Wpływ antropopresji jest szczególnie widoczny na terenach rolniczych zlewni Rakutówki i Zuzanki. Nawożenie, zanieczyszczenia gospodarcze i przeprowadzone melioracje wpływają na wyższe wartości mineralizacji ogólnej, stężenia jonów chlorkowych i siarczanowych oraz większy udział substancji biogennych w wodach powierzchniowych. Znacznym stopniem antropogenicznego przekształcenia charakteryzują się również wody obszarów przyziornikowych. Infiltracja zanieczyszczonych wód wiślanych przejawia się tutaj dużymi stężeniami jonów chlorkowych i sodowych, a w konsekwencji – wysoką mineralizacją.

Retencja hydrochemiczna lasów wpływa na zmniejszenie mineralizacji ogólnej wód. Stabilność procesów hydrologicznych i bardziej wyrównane w porównaniu z agrocenozami zapotrzebowanie fitocenoz leśnych na substancje odżywcze powoduje, że znaczna ilość substancji rozpuszczonej jest w ich obrębie magazynowana i recyrkulowana. Podobnie jak lasy również jeziora wpływają na zmniejszenie mineralizacji wód. Związane jest to z udziałem części substancji mineralnych w procesach biogeochemicznych i sedymentacyjnych.

W wodach cieków, które płyną w obniżeniach rynien jeziornych wypełnionych osadami biogenicznymi, zaobserwowana została wyższa mineralizacja, na którą składają się wyższe stężenia wodorowęglanów, wapnia i siarczanów.

Niewielka miąższość strefy aeracji sprzyja szybkiej dostawie wód opadowych i roztopowych do poziomu wód podziemnych. W takich warunkach infiltrująca woda ługuje zawarte w glebie rozpuszczalne sole, co powoduje podniesienie poziomu jej mineralizacji oraz stężeń chlorków, siarczanów, wapnia, azotu i fosforu.

4. Zmiany cech chemicznych badanych wód charakteryzują się słabym związkiem z przebiegiem opadów atmosferycznych. Czas reakcji na opad wód odpływających ciekami jest długi, a w okresach częstych niedoborów wody nie zaznacza się wcale. Tylko w półroczu zimowym w zlewniach Rakutówki i Zuzanki stwierdzono słabą wprost proporcjonalną zależność między koncentracją jonów sodu, chlorków i siarczanów a wielkością opadów atmosferycznych. Brak lasów, gęsta sieć rowów melioracyjnych, a w przypadku Rakutówki także spływ powierzchniowy z wysoczyzny morenowej jest przyczyną szybszego odpływu wód opadowych i roztopowych z tych zlewni.

5. Wprost proporcjonalną zależnością charakteryzuje się związek między koncentracją materiału rozpuszczonego a natężeniem przepływu Rakutówki. Wysokie przepływy tego cieku w półroczu zimowym formują silnie zmineralizowane wody wysoczyznowe. Natomiast niższe przepływy kształtowane są dopływem słabiej zmineralizowanych wód podziemnych z poziomów międzymorenowych.

6. Wielkość mineralizacji ogólnej oraz zmienność stężeń jonów wykazuje silne powiązanie z sezonowością zjawisk hydrologicznych i cyklem wegetacyjnym. Związki między wartościami wskaźników sezonowych uwzględniających przebieg okresu wegetacyjnego a koncentracją materiału rozpuszczonego w ciekach odwadniających obszary rolnicze (Rakutówka, Zuzanka) oraz przepływających przez płytkie eutroficzne jeziora Wierzchoń i Brzózka mają charakter zależności wprost proporcjonalnej. Natomiast bardzo słabo zaznacza się ona w ciekach odwadniających zlewnie leśne (Ruda, Rybnica), a w przypadku wypływów wód podziemnych ma charakter odwrotnie proporcjonalny.

7. Znaczącą rolę w transformacji cech chemicznych badanych wód odgrywają jeziora włączone w odpływ powierzchniowy. Wyptywająca z jezior woda charakteryzuje się niższą mineralizacją ogólną. Uwarunkowane jest to głównie niższymi koncentracjami jonów wapniowych i siarczanowych. Niższe stężenia badanych soli stwierdzone zostały w miesiącach letnich. Większe efekty przemian chemicznych stwierdzono w płytkich jeziorach typu polimiktycznego. Wskutek lepszych warunków do recyrkulacji substancji biogennych z osadów dennych oraz większej produkcji pierwotnej wielkość redukcji dopływającej substancji rozpuszczonej wynosiła w tych jeziorach 21%. W głębokich zbiornikach z dobrze wykształconą stratyfikacją termiczną była ona mniejsza i osiągała wartość zaledwie 8%.

Przemiany chemiczne wód jeziornych związane są głównie z intensywnością fotosyntezy. Wpływa ona na spadek koncentracji jonów wapniowych poprzez depozycję nierozpuszczalnego węglanu wapnia (tzw. biologiczne odwapnienie wody). Zmniejszenie stężeń siarczanów związane jest z ich redukcją do siarkowodoru lub siarczków w warunkach beztlenowych hypolimnionu lub spowodowanych resuspensją osadów dennych.

8. Oszacowane wielkości odpływu jonowego i wartości denudacji chemicznej jednostkowej nie odpowiadają faktycznemu natężeniu tych procesów w Kotlinie Płockiej. Informują one bardziej o wielkości materii rozpuszczonej, która przemieszcza się tranzytowo drogą podziemną od wysoczyzny morenowej do koryta Wisły. Sprzyjają temu swobodne połączenia między wodami powierzchniowymi i podziemnymi, które występują w kotlinie i na obszarze graniczącej z nią wysoczyzny morenowej. Jeziora położone w tej części doliny Wisły wpływają natomiast na ograniczenie i opóźnienie przepływu materii.

9. Ubogie w składniki rozpuszczalne podłoże Kotliny Płockiej, warunki hydrogeologiczne oraz niskie sumy opadów atmosferycznych ograniczają dostawę soli pochodzenia autochtonicznego. Wobec lokalnego deficytu, w obiegu biologicznym uczestniczy przepływający tranzytem ładunek materiału rozpuszczonego. Pewna jego część jest akumulowana w jeziorach i ekosystemach leśnych.

10. Najmniejsze natężenie procesów ługowania przypada na miesiące letnie, kiedy to zlewnie zasilane są wodami podziemnymi związanymi z regionalnym systemem obiegu. Przepływy są wówczas najniższe, a zapotrzebowanie roślin na substancje mineralne największe. We wszystkich badanych zlewniach stwierdzono w tym okresie podobną dynamikę procesów hydrochemicznych, co świadczy o podobnym reżimie zasilania i źródłach dostawy soli.

11. W porównaniu z innymi obszarami Nizy Polskiego natężenie procesów denudacji chemicznej w Kotlinie Płockiej jest stosunkowo małe. Wynika to przede wszystkim z występujących tu niskich wartości odpływu jednostkowego. Zbliżone wartości wskaźników denudacji jednostkowej w zlewniach Zuzanki i Rakutówki oraz w innych obszarach płaskich wysoczyzn morenowych w tej części Polski wskazują, że główne źródła dostawy materiału rozpuszczonego znajdują się na obszarze wysoczyznowym.

## LITERATURA

- Allan J. D., 1998, *Ekologia wód płynących*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Appelo C. A. J., Postma D., 1996, *Geochemistry, groundwater and pollution*, A. A. Balkema, Rotterdam.
- Atlas hydrologiczny Polski* – tom 1, 1987, IMGW. Praca zbiorowa, red. J. Stachy, Wyd. Geol., Warszawa.
- Bac S., 1965, *Wpływ lesistości i gleb na opad i odpływ w regionach hydrograficznych Polski*, Prace i St. Kom. Inż. i Gosp. Wodnej, 7, s. 195–202.
- 1968, *Rola lasu w bilansie wodnym Polski*, Folia Forest. Polon., 14.
- Bajkiewicz - Grabowska E., 1995, *Przekształcenie składu chemicznego wysoczyznowych wód gruntowych w dolinie aluwialnej (na przykładzie Kotliny Płockiej)*, Przegl. Geofiz., 40, 3, s. 267–278.
- Bajkiewicz - Grabowska E., Mikulski Z., 1993, *Obieg wody i materii stałej w aluwialnej dolinie rzecznej*, Przegl. Geofiz., 38, 1, s. 3–17.
- Bakalowicz M., 1994, *Water Geochemistry: Water Quality and Dynamics*, [w:] J. Gibert, D. L. Danielopol, J. A. Stanford (ed.), *Groundwater Ecology*, Academic Press, Inc., s. 97–127.
- Banach M., Głazik R., 1971, *Uwagi o zimowej termice zbiornika wodnego na Wiśle pod Włocławkiem i wybranych jezior w dolinie Wisły*, Przegl. Geogr., 43, 1–2, s. 117–125.
- Banaszuk P., 1995, *Bilans wybranych pierwiastków w ekosystemach borowych*, [w:] *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, funkcjonowanie i monitoring geosystemów*, Szymbark, 14–16 września 1995, Kraków–Szymbark, s. 14–15.
- Biernat T., Ciupa T., 1992, *Denudacja mechaniczna i chemiczna w zlewniach wyżynnych środkowej Polski*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr., 155, s. 133–148.
- Błaszczak T., Górski J., 1977, *Środowisko hydrogeochemiczne w utworach pradolinnych oraz jego przeobrażenia w warunkach zmian reżimu wód podziemnych*, Biul. Geol. UW, 21, Warszawa, s. 217–229.
- Bobiniński E., Meyer W., 1992, *Susza hydrologiczna w Polsce w latach 1989–1992 na tle wielolecia 1982–1992*, Gosp. Wodna, 12.
- Bogosławski B. B., 1960, *Oziorowiedzenie*, Izdatelstvo Moskovskogo Universiteta.
- Borowiec S., Pieńkowski P., 1993, *Oddziaływanie geochemiczne i antropogeniczne na chemizm wód obszarów rolniczo-leśnych Pomorza Zachodniego*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Kom. Nauk. przy Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, Zesz. Nauk., 6, s. 19–23.
- Bukowska-Jania E., Pulina M., 1997, *Problemy hydrologiczne i hydrochemiczne w rejonie byłego poligonu Borne Sulinowo (Pomorze Zachodnie)*, [w:] E. Bukowska-Jania, M. Pulina, (red.), *Studia nad środowiskiem geograficznym Bornego Sulinowa*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 101–138.
- Celmer T., Brenda Z., Burak Sz., Kalinowski J., Szczepaniak R., 1986, *Przyczyny obniżania się poziomu lustra wody w Jeziorze Wikaryjskim*, Maszynopis w archiwum Włocławskiego Towarzystwa Naukowego.
- Choiński A., 1992, *Katalog jezior Polski*, Część trzecia, Poznań.



- 1995, *Zarys limnologii flzycznej Polski*, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Choiński A., Jańczak J., 1993, *Współczesne tendencje zmian powierzchni jezior*, [w:] I. Dynowska (red.), *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, Kraków, s. 108–120.
- Chudy B. S., 1985, *Zmiany w geokompleksie okolic Włocławka wywołane uprzemysłowieniem*, PAN, Komitet Badań Rejonów Uprzemysławianych, PWN, Warszawa.
- Churski Z., Marszelewski W., Szczepanik W., 1993, *Dynamika i warunki sedymentacji jeziora Gościąg*, [w:] M. Ralska-Jasiewiczowa (red.), *Jezioro Gościąg – stan badań nad osadami dennymi i środowiskiem współczesnym*, Polish Bot. Stud. Guidebook Series, 8, s. 15–28.
- Ciupa T., 1991, *Transport materiału rozpuszczonego w zlewni Białej Nidy*, Studia Kieleckie 2/70, Kieleckie Tow. Nauk., Kielce, s. 75–98.
- Dębski K., 1951, *Wpływ lasu na stosunki hydrologiczne*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol., 2, s. 4–5.
- 1960, *Bilans wodny rzeki Skrwy w powiecie Gostyńskim*, Gosp. Wodna, 12, s. 522–525.
- Dokumentacja techniczna, Przelew kontrolno-pomiarowy na rz. Rudzie w przekroju ujścia ze stawu młyńskiego*, 1989, Kompleks Sp. z o.o., Hydroprojekt-Inwestprojekt, Maszynopis w IGiPZ PAN.
- Domagała R., Pawlik-Dobrowolski J., 1993, *Znaczenie badań mokrego opadu zanieczyszczeń atmosferycznych w bilansie substancji chemicznych obiektu Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – monitoring geoekosystemów*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, s. 86–96.
- Drever J. I., 1988, *The geochemistry of natural waters*. Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Dynus-Angiel J., 1979, *Intensywność wymiany wody w jeziorach przepływowych górnej Stupi*, Przegł. Geofiz., 24(32), 3–4, s. 349–357.
- Fąferek B., 1960, *Inżynierskie badania geologiczne dla stopnia wodnego we Włocławku*, Przegł. Geol., nr 2.
- Foster I. D. L., 1979, *Chemistry of bulk precipitation, throughfall, soil water and stream water in a small catchment in Devon, England*, Catena, 6, s. 145–155.
- Foster I. D. L., Grieve I. C., 1984, *Some implications of small catchment solute studies for geomorphological research*, [w:] T. P. Burt, D. E. Walling (ed.), *Catchment experiments in fluvial geomorphology*, Geo Books Norwich, s. 359–378.
- Foster I. D. L., Walling D. E., 1978, *The effects of the 1976 drought and autumn rainfall on stream solute levels*, Earth Surface Processes, 3, s. 393–406.
- Fotyma M., Mercik S., 1992, *Chemia rolna*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 114.
- 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwierzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 145.
- 1986, *Ekstrapolacja wskaźników denudacji w świetle mechanizmów erozji i transportu fluwialnego w zlewniach fliszowych Karpat*, Przegł. Geogr., 68, 1–2, s. 89–98.
- Galon R., 1953, *Z zagadnień geomorfologii czwartorzędu Niżu Polskiego*, Przegł. Geogr., 25, 2.
- Gierszewski P., 1993a, *Denudacja chemiczna w zlewni Rudy w roku hydrologicznym 1990*, Zeszyty IGiPZ PAN, 12, s. 29–45.
- 1993b, *Przebieg procesów denudacji chemicznej w zlewni Rudy w latach hydrologicznych 1990–1992*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – monitoring geoekosystemów*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, s. 111–127.
- 1995, *Charakterystyka hydrochemiczna zlewni zachodniej części Kotliny Płockiej*, [w:] 44 Zjazd PTG, *Człowiek a Środowisko*, Toruń, 24–27 sierpnia 1995, s. 96–99.

- 1999, *Przestrzenna i sezonowa zmienność wybranych parametrów składu chemicznego wody Wisły w zasięgu oddziaływania zbiornika włocławskiego*, [w:] *Eksploatacja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych (na przykładzie zbiornika wodnego Jeziorsko)*, Konf. Nauk. -Tech., Wyd. AR w Poznaniu, Poznań, s. 435-454.
- G i e r s z e w s k i P., G ł a z i k R., 1996, *Zmiany hydrologiczne w zachodniej części Gostynińsko-Włocławskiego Parku Krajobrazowego*, [w:] 45 Zjazd PTG, *Polska w Europie Bałtyckiej*, wystąpienia, Słupsk-Ustka, 18-21 września 1996, s. 121-124.
- G ł a z i k R., 1976, *Wpływ melioracji na stosunki wodne obszarów przyległych do stopnia wodnego na Wiśle pod Włocławkiem*, [w:] *Wpływ melioracji wodnych na środowisko geograficzne*, Mat. Konf. Nauk. Komitetu Nauk Geogr. PAN, Komitetu Melioracji PAN, IGiPZ PAN, cz. I, s. 82-91.
- 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dok. Geogr., 2-3.
- 1983, *Wpływ zbiorników zaporowych na zmiany stosunków wodnych w dolinie dolnej Wisły*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, Inst. Ekologii PAN, PWN, Warszawa-Łódź, s. 127-148.
- 1987, *Zmiany hydrologiczne w obszarze depresyjnym przyległym do dolnej części zbiornika wodnego „Włocławek”*, Czas. Geogr., 58, 3, s. 287-301.
- 1992, *Wybrane problemy hydrograficzne zwydmionych obszarów pradoliny Wisły na przykładzie zachodniej części Kotliny Płockiej*, Dok. Geogr., 1, s. 41-69.
- 1995, *Filtracja ze zbiornika a obieg wody*, [w:] 44 Zjazd PTG, *Przewodnik wycieczki nr 1, Hydrologiczne i geomorfologiczne problemy zbiornika Włocławek*, Toruń, 23-24 sierpnia 1995, s. 30-31.
- G o ł ę b i e w s k i R., 1981, *Kierunki i intensywność denudacji na obszarze zlewni górnej Raduni w późnym würmie i holocenie*, Zesz. Nauk. UGd., Rozpr. Monogr., 26.
- G ó r n i a k A., 1982, *Przyczynek do poznania denudacji chemicznej dorzecza Wolicy*, Annales UMCS, 37, 6, sectio B, s. 103-117.
- G r e g o r y K. J., W a l l i n g D. E., 1973, *Drainage Basin Form and Process: A Geomorphological Approach*, Edward Arnold, London.
- G r i e v e I. C., 1986, *Controls of concentration and loadings of major ions in a stream draining intermediate igneous rocks*, Earth Surface Processes and Landforms, 11, s. 287-291.
- G r z e ś M., S o b o t a I., 1996, *Technika osadów dennych jezior Gościąg i Mielec*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Nauki Mat.-Przyr., Geografia, 28, z. 97, s. 75-88.
- G u t r y - K o r y c k a M., 1993, *Wpływ różnych form gospodarki na obieg wody. Wpływ gospodarki leśnej*, [w:] I. Dynowska (red.), *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, Kraków, s. 299-305.
- H a r a s i m i u k A., 1997, *Hydrochemiczne aspekty funkcjonowania krajobrazu na przykładzie zlewni Olszanki*, Wyd. Geogr. i Stud. Reg. UW, Prace i Studia Geogr., 21, s. 143-213.
- H a s h o l t B., 1983, *Dissolved and particulate load in Danish water courses*, IAHS Publ., 141, s. 255-264.
- H e r m a n o w i c z W., D o ż a ń s k a W., D o j l i d o J., K o z i o r o w s k i B., 1976, *Fizyczno-chemiczne badania wody i ścieków*, Arkady, Warszawa.
- H i l l b r i c h t - I l k o w s k a A., K o s t r z e w s k a - S z l a k o w s k a I., 1996, *Zmienność stężenia wybranych związków chemicznych oraz retencja fosforu i azotu w układzie rzeczno-jeziornym rzeki Krutyni (Pojezierze Mazurskie)*, [w:] A. Hillbricht-Ilkowska, R. J. Wiśniewski (red.), *Funkcjonowanie systemów rzeczno-jeziornych w krajobrazie pojeziernym: rzeka Krutynia (Pojezierze Mazurskie)*, Instytut Ekologii PAN, Kom. Nauk. PAN „Człowiek i Środowisko”, Zeszyty Nauk., 13, s. 187-210.
- I m e s o n A. C., V i s M., 1984, *The output of sediments and solutes from forested and cultivated clayey drainage basins in Luxembourg*, Earth Surface Processes and Landforms, 9, s. 585-594.
- J a n i e c B., 1997, *Transformacje i translokacje jonowe w wodach naturalnych Roztocza Zachodniego*, Wydawnictwo UMCS Lublin, Wyd. Biol. i Nauk o Ziemi, Rozprawy Habilitacyjne, 57.

- Jansen W., Block A., Knaack J., 1988, *Kwaśne deszcze – historia, powstanie, skutki*, Aura, 4, s. 18–19.
- Kaczorowska G., Lipnicka A., 1962, *Mapa hydrograficzna 1: 50 000, ark. Dobrzyń n. Wisłą*, Zakład Fizjogr. Ziemi Polskich IG PAN Toruń (rękopis).
- Kajak Z., 1994, *Hydrobiologia. Ekosystemy wód śródlądowych*, Wyd. filii Uniw. Warsz. w Białymstoku.
- Katz B. G., 1989, *Influence of mineral weathering reactions on the chemical composition of soil water, springs and ground water*, Catoctin Mountains, Maryland. Hydrological Processes, 3, s. 185–202.
- Kazimierski B., Sikorska-Maykowska M., 1996, *Bilans wód podziemnych jako jeden z podstawowych elementów planów ochrony parków narodowych (na przykładzie Kampinoskiego Parku Narodowego)*, Przegl. Geol., 44, 9, s. 924–927.
- Kentzer A., 1995, *Cumulation of phosphorus and nitrogen in bottom sediments of Lake Gościąg*, AUNC. Limnological Papers, 19, Toruń, s. 37–47.
- Kentzer A., Żytkowicz R., 1993, *Warunki formowania współczesnych osadów dennych w jeziorze Gościąg*, [w:] M. Ralska-Jasiewiczowa (red.), *Jezioro Gościąg – stan badań nad osadami dennymi i środowiskiem współczesnym*, Polish Bot. Stud. Guidebook Series, 8, s. 39–48.
- Klein M., 1981, *Dissolved material transport – the flushing effect in surface and subsurface flow*, Earth Surface Processes and Landforms, 6, s. 173–178.
- Knighton D., 1984, *Fluvial Forms and Processes*, Edward Arnold, London.
- Kolago C., Pich J., Płochniewski Z., 1966, *Warunki hydrochemiczne w dolinie dolnej Wisły*, [w:] *Problemy geologiczno-inżynierskie i hydrogeologiczne doliny dolnej Wisły*, Mat. 56 Sesji Nauk. Centr. Urzędu Geol., Warszawa–Gdańsk.
- Kopczyńska-Lamparska K., Piwocka K., 1981, *Sprawozdanie z prac badawczych wykonanych dla określenia warunków występowania serii piaszczysto-żwirowej w dolinie Wisły (w granicach woj. wrocławskiego)*, Archiwum Geologa Wojewódzkiego we Wrocławku.
- Korycka A., 1989, *Charakterystyka chemicznego składu wody w jeziorach północnej Polski*, Rocz. Nauk Roln., seria HT, 102, 3, s. 7–112.
- Kostrzewski A., 1986, *Zastosowanie teorii funkcjonowania geosystemu do współczesnych środowisk morfogenetycznych obszarów nizinnych Polski Północno-Zachodniej*, Spraw. PTPN, 103, s. 26–28.
- 1993, *Geoekosystem obszarów nizinnych: Koncepcja metodologiczna*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Ossolineum, Wrocław, Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, 6, s. 11–17.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1993, *Sezonowa zmienność składu chemicznego wód górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie) jako odzwierciedlenie funkcjonowania systemu zlewni*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Ossolineum, Wrocław, Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, 6, s. 79–99.
- 1994, *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań.
- Kostrzewski A., Stach A., 1992, *Uwarunkowania zmienności czasowej koncentracji substancji rozpuszczonych w mikrozelewniach (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)*, [w:] A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej, wybrane problemy*, Prace Naukowe UŚl., 1254, s. 143–167.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1984, *Zastosowanie metody hydrometrycznej do analizy tempa denudacji chemicznej na obszarze nizinnym Pomorza Zachodniego: wstępne opracowanie metodyczne*, Spraw. PTPN, 100, s. 150–158.
- 1985, *Chemical denudation rate in the upper Parsęta catchment, Western Pomerania: research methods and preliminary results*, Quaest. Geogr., Spec. Issue, 1, s. 121–138.
- 1990, *Denudacja chemiczna i mechaniczna w zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Dok. Geogr., 1, s. 13–30.

- 1992, *Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorficznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie)*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr., 155, s. 11–45.
- K o t a r b a A., 1972, *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich*, Prace Geogr., 96.
- K o w a l s k a A., 1968, *Obszary bezodpływowe środkowej części Nizy Polskiego*, Rozprawa habilitacyjna, Wyd. Biol. i Nauk o Ziemi UMCS, Lublin.
- K r a w c z y k W. E., 1992, *Metody terenowej analityki wód krasowych*, [w:] A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej, wybrane problemy*, Prace Nauk. UŚI. w Katowicach, 1254, s. 65–83.
- K r a w c z y k W. E., O p o l k a J., 1992, *Interpretacja analiz fizyko-chemicznych wody na przykładzie zlewni Potoku Kościeliskiego (Tatry Zachodnie)*, [w:] A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej, wybrane problemy*, Prace Nauk. UŚI. w Katowicach, 1254, s. 40–64.
- K r ó l J., S o c z y Ń s k a U., 1989, *Wpływ lasu na stosunki hydrologiczne małych zlewni strefy przymorskiej*, Wyd. Geol. IMGW, Warszawa.
- K r z e m i e Ń K., S o b i e c k i K., 1998, *Transport of dissolved and suspended matter in small catchments of the Wieliczka Foothills near Łazy*, [w:] W. Chełmicki (red.), *The Carpathian foothills marginal zone, man and environment*, Prace Geogr. UJ, 103, s. 83–100.
- K u d e l s k a D., C y d z i k D., S o s z k a H., 1992, *Wytyczne monitoringu podstawowego jezior*, PIO, Warszawa.
- K u z n i e c o v W. A., 1986, *Geochemia rzecznych dolin (nauczynye i przykladnyje aspekty isledowanij)*, Nauka i Technika, Mińsk.
- L a m p a r s k i Z., 1983, *Plejstocen i jego podłoże w północnej części środkowego Powiśla*, Studia Geol. Pol., 76.
- L a m p e r t W., S o m m e r U., 1996, *Ekologia wód śródlądowych*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- L a n g e W., 1985, *Jeziora jako terytorialne systemy przyrodnicze*, Zesz. Nauk. Wydz. Biologii, Geografii i Oceanologii UGd., 14, s. 17–30.
- L e n a r t o w i c z M., B a j k i e w i c z - G r a b o w s k a E., 1996, *Obieg wody i substancji chemicznych w hydrotopach doliny Wisły powyżej Płocka*, [w:] Z. Mikulski, E. Bajkiewicz-Grabowska (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych (na przykładzie Wisły pod Płockiem)*, Tow. Nauk. Warszawskie, Wydz. Geogr. i Stud. Reg., UW, Warszawa, s. 145–158.
- L e n c e w i c z S., 1927, *Dyluwium i morfologia Środkowego Powiśla*, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 2, 2, s. 67–220.
- 1929, *Jeziora Gostyńskie*, Przegl. Geogr., 9, s. 87–140.
- L i k e n s G. E., B o r m a n n F. H., P i e r c e R. S., E a t o n J. S., J o h n s o n N. M., 1977, *Biogeochemistry of a forested ecosystem*, Springer-Verlag.
- Ł y c z e w s k a J., 1960, *Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw Wschodnich*, Inst. Geol., Biul. 150.
- M a c i o s z c z y k A., 1986, *Regionalne anomalie hydrochemiczne zachodniej części niecki mazowieckiej*, Biul. Geol., 30, Uniw. Warsz., s. 83–121.
- 1987, *Hydrogeochemia*, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1988, *Chemizm wód podziemnych dolin rzecznych oraz główne czynniki kształtujące go*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 347, s. 205–220.
- M a c i o s z c z y k T., 1986, *System krążenia wód podziemnych niecki mazowieckiej jako obiekt badań modelowych*, Biul. Geol., 30, Uniw. Warsz., s. 125–144.
- M a d e y s k a T., 1991, *Budowa geologiczna okolicy jeziora Gościąg, Przegl. Geogr.*, 63, 1–2, s. 123–131.
- M a g n u s z e w s k i A., 1994, *Obieg wody w zlewniach Pojezierza Gostyńskiego-Włocławskiego (na przykładzie Skrzy Lewej)*, Maszynopis autorski.

- Małecka D., Małecki J. J., 1993, *Zmiany stężeń wybranych elementów hydrochemicznych w czasie migracji wód opadowych przez strefę aeracji*, [w:] VI Konferencja Naukowa „Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych”, Łódź, s. 42–44.
- Małecki J. J., 1997, *Ocena wpływu czynników klimatycznych na skład chemiczny wód podziemnych*, [w:] J. Górski, E. Liszkowska (red.), *Współczesne problemy hydrogeologii*, t. VIII, Wrocław, s. 465–469.
- Małecki J. J., Manecki M., 1995, *Wpływ wykształcenia litologicznego na chemizm płytkich wód podziemnych*, [w:] VIII Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych”, Łódź, s. 50–57.
- Markowicz M., Pulina M., 1979, *Ilościowa półmikroanaliza chemiczna wód w obszarach krasu węglanowego*, Prace Nauk. USI w Katowicach, 289.
- Maruszczak H., 1990, *Denudacja chemiczna*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski Południowo-Wschodniej*, Prace Geogr., 153, s. 23–41.
- Maruszczak H., Wilgat M., 1993, *Struktura rzecznego odpływu roztworów jako wskaźnik przewodnich cech geosystemów nizinnych zlewni w dorzeczu Wisły*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, 6, Ossolineum, s. 131–136.
- Mazurek M., 1999, *Dynamika transportu substancji rozpuszczonych w zlewni młodoglacjalnej (zlewnia Kludy, Pomorze Zachodnie)*, Przegł. Geogr., 71, 3, s. 247–267.
- Mickiewicz B., Filipkowski A., 1972, *Badania wpływu opadów atmosferycznych na stany wód gruntowych w borach sosnowych*, Mater. Bad. IMGW, seria: Gospodarka Zasobami Wodnymi, 8, s. 1–17.
- Mikulski Z., Bajkiewicz-Grabowska E. (red.), 1996, *Ekologiczne podstawy zagospodarowania dolin rzecznych (na przykładzie Wisły pod Płockiem)*, Tow. Nauk. Warsz., Wyd. Geogr. i Stud. Reg. UW, Warszawa.
- Mitchell D. J., 1990, *The use of vegetation and land use parameters in modelling catchment sediment yields*, [w:] J. B. Thornes, John Wiley & Sons (ed.), *Vegetation and Erosion*, s. 289–316.
- Mochnacka-Ławacz H., 1991, *The type of land management in relation to chemical composition and the amount of discharges of mineral compounds from various catchment areas of the Kampinos Forest*, Ekologia Pol., 39, 1, s. 3–26.
- Mojski J. E., 1958, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000*, ark. Włocławek, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1960, *Schyłek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej*, Kwart. Geol., 4, s. 1025–1038.
- 1970, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, ark. Włocławek, Wyd. Geol., Warszawa.
- Niewiarowski W., Celmer T., Marciniak K., Pietrucień Cz., Proszek P., Sinkiewicz M., 1992, *Przebieg współczesnych procesów denudacyjnych na młodoglacjalnej wysoczyźnie morenowej intensywnie użytkowanej rolniczo, na przykładzie okolic Koniżki, na północny wschód od Torunia*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr., 155, s. 47–67.
- Norrström A. C., 1995, *Concentration and chemical species of iron in soils from groundwater/surface water ecotones*, Hydrological Sciences Journal, 40, 3, s. 319–329.
- Okulaniś E., 1985, *Rola jezior w kształtowaniu stosunków hydrologicznych w wybranych zlewniach Pojezierza Kaszubskiego*, Zesz. Nauk. Wydz. Biologii, Geografii i Oceanologii UGd., 14, s. 31–44.
- Olejniczak W., 1993, *Transport fluwalny w wodach Tążyny, Zielonej i Strugi Toruńskiej na przykładzie lat 1987–1988*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geoekosystem obszarów nizinnych*, Ossolineum, Wrocław, Kom. Nauk. Prez. PAN „Człowiek i Środowisko”, 6, s. 147–152.
- Olszewski P., Paschalski J., 1959, *Wstępna charakterystyka limnologiczna niektórych jezior Pojezierza Mazurskiego*, Zesz. Nauk. WSR w Olsztynie, 4, s. 1–109.

- Ostrowska A., Gawliński S., Sienkiewicz J., Porębska G., 1994, *Ocena chemizmu wód opadowych, powierzchniowych i glebowych na tle badań w stacji kompleksowego monitoringu Puszcza Borecka*, PIOŚ, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- Paluch J., 1997, *Pomiary ilości wody przemieszczającej się w strefie aeracji profilu glebowego*, Gosp. Wodna, 6, s. 179–187.
- Parczewski W., 1962, *Kilka uwag o bilansie wodnym Pradoliny Wisły*, Prace i Studia Komit. Inż. i Gosp. Wodnej, 5, s. 259–263.
- Pasławski Z., 1975, *Typologia hydrologiczna jezior Pojezierza Wielkopolskiego*, Przegl. Geofiz., 20(28), 4.
- 1996, *Rola jezior w transformacji odpływu rzecznego*, Gosp. Wodna, 1, s. 7–10.
- Paszyński J., Zych S., Boniecka-Zółcik H., 1960, *Klimat Włocławka i Płocka*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol., 7, 5, s. 13–25.
- Patalas K., 1960, *Charakterystyka składu chemicznego wody 48 jezior okolic Węgorzewa*, Roczn. Nauk Rol., B, 77, s. 243–297.
- Pazdro Z., 1983, *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. III, Wyd. Geol., Warszawa.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990, *Hydrogeologia ogólna*, Wyd IV uzup., Wyd. Geol. Warszawa.
- Perelman A. I., 1971, *Geochemia krajobrazu*, PWN, Warszawa.
- Pich J., 1973, *Zmienność jakości wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego w utworach doliny Wisły na odcinku Płock–Włocławek*, Inst. Geol., Biul., 227, Z badań hydrogeologicznych w Polsce, t. 3, s. 339–357.
- Piekarek-Jankowska H., 1973, *Rola jezior rynnowych w kształtowaniu się odpływu wód podziemnych w górnej i środkowej dolinie Rospudy*, Inst. Geol., Biul. 277, Z badań hydrogeologicznych w Polsce, t. 3, s. 23–33.
- Pilczewski B., 1996, *Transformacja struktury chemicznej wody w wybranych jeziorach przepływowych Pojezierza Kaszubskiego*, [w:] 45 Zjazd PTG Polska w Europie Bałtyckiej – wystąpienia, Słupsk–Ustka, 18–21 września 1996, s. 137–142.
- Pilichowska-Kazimierska E., 1989, *Charakterystyka chemizmu wód podziemnych KPN*, [w:] *Współczesne problemy geologii Polski centralnej*, Wyd. UW, Warszawa.
- Pokojka U., 1992, *Adsorpcja i wymiana kationów w próchnicach leśnych*, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Rozprawy, Toruń.
- Pomianowska H., Szczepanik W., 1993, *Warunki geologiczne i hydrogeologiczne doliny Dolnej Wisły*, [w:] Z. Churski (red.), *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania Dolnej Wisły*, Inst. Geogr. UMK, Toruń, s. 65–83.
- Poźniak R., 1988, *Zasilanie dolin rzecznych wodami podziemnymi*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 347, s. 11–24.
- Probst J., 1986, *Dissolved and suspended matter transported by the Girou River (France): mechanical and chemical erosion rates in a calcareous molasse basin*, Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques, 31, 1, 3, s. 61–79.
- Prusik S., Zdanowski B., Hutorewicz A., 1989, *Sezonowe zmiany warunków środowiska w jeziorach dymktycznych o różnym stopniu eutrofizacji*, Roczn. Nauk Rol., seria H, 102, 2, s. 41–75.
- Puchalski T., Prusinkiewicz Z., 1975, *Ekologiczne podstawy siedliskoznawstwa leśnego*, PWRiL, Warszawa.
- Pulina M., 1974, *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*, Prace Geogr., 105.
- Raport o stanie środowiska przyrodniczego w województwie włocławskim według stanu na dzień 31.12.1993*, Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska we Włocławku, Włocławek 1994.
- Rzepa Cz., 1992, *Wpływ denudacji na chemizm wód w zlewni Czarnej Nidy w Górach Świętokrzyskich*, Kieleckie Tow. Nauk., Kielce.
- Sasim M., Bobiński E., Mierkiewicz M., 1995, *Rok 1994 – czy koniec suszy hydrologicznej*, Gosp. Wodna, 6, s. 125–133.

- Schmuck A., 1965, *Regiony pluwiotermiczne w Polsce*, Czas. Geogr., 36, 3, s. 239–244.
- Schot P. P., 1991, *Solute transport by groundwater flow to wetland ecosystems; the environmental impact of human activities*, Netherlands Geographical Studies, 120.
- Skompski S., 1968, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, ark. Dobrzyń, Wyd. Geol., Warszawa.
- 1969, *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, Biul. Inst. Geol., 220, s. 175–247.
- 1971, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, ark. Dobrzyń, Wyd. Geol., Warszawa.
- Solarska J., Solarski H., 1993, *Przemieszczanie składników biogenych w zlewniach rolniczo-leśnych na tle stosunków hydrologicznych na Pojezierzu Mazurskim*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego – monitoring geoekosystemów*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, s. 218–230.
- Solski A., 1964, *Szkieł limnologiczny jezior Charzykowskich i jeziora Wdzydze*, Pol. Arch. Hydrob., 12, 2, s. 190–231.
- Starkel L., 1988, *Historia dolin rzecznych w holocenie*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Wszechnica PAN, Ossolineum, s. 87–107.
- Starmach K., Wóbel S., Pasternak K., 1976, *Hydrobiologia*, PWN, Warszawa.
- Stosunki hydrograficzne poszczególnych regionów Polski*, 1958, Prace i Studia Kom. Inż. i Gosp. Wodnej, 2, 2.
- Studium warunków hydrogeologicznych i sozologicznych wraz z projektem stref ochronnych komunalnych ujęć wody miasta Włocławek*, 1992, Przedsiębiorstwo Geologiczne „Polgeol”, Gdańsk (archiwum MPWiK we Włocławku).
- Suliński J., 1990, *Wpływ wieku drzewostanów sosnowych na głębokości średnie zwierciadła wody gruntowej*, Gosp. Wodna, 5, s. 108–110.
- 1995, *Czynniki różnicujące wartości składowych bilansu wodnego drzewostanów zagospodarowanych zrębowo*, Sylwan, 11, s. 49–65.
- Süssmann W., 1983, *Comparison of water quality in drainage basins under agricultural and forest land use*, [w:] *Dissolved Loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships*, Proceedings of the Hamburg Symposium, August 1983, IAHS Publ. no. 141, s. 431–441.
- Swanck W., T. 1986, *Biological control of solute losses from forest ecosystems*, [w:] S. T. Trudgill, John Wiley & Sons Ltd. (ed.), *Solute Processes*, s. 85–139.
- Szczepański A., 1968, *Limnology of the Krutynia drainage area*, Pol. Arch. Hydrob., 15, 3, s. 191–209.
- Świeca A., 1998, *Wpływ czynników antropogenicznych na rzeczny odpływ roztworów i zawiesin na międzyrzeczu Wisły i Bugu*, Wyd. Biol. i Nauk o Ziemi UMCS, Rozprawy habilitacyjne 61.
- Tlałka A., 1967, *Chemizm rzeki Rudawy i jego zmiany w ciągu roku*, Przegl. Geogr., 33, s. 553–576.
- Tomczak G., 1995, *Wpływ wybranych czynników hydrometeorologicznych na przebieg procesów denudacji chemicznej w małej zlewni rolniczej*, Spraw. Wyd. Mat. -Przyr. PTPN, 109, cz. 1, s. 157–160.
- Trimble S. W., 1988, *The impact of organisms on overall erosion rates within catchments in temperate regions*, [w:] H. A. Viles (ed.), *Biogeomorphology*, s. 83–142.
- Tyska J., 1985, *Hydrologicznie użyteczne funkcje lasu*, Gosp. Wodna, 7, s. 158–159.
- 1995, *Rola i miejsce lasu w kształtowaniu stosunków wodnych w zlewni rzecznej*, Sylwan, 11, s. 67–80.
- Ukhvatov V. P., Glazovsky N. F., 1984, *Transformation of the chemical composition of natural waters in a forest landscape*, Proceedings of the USSR Academy of Sciences, Geographical Series, 1, s. 101–109, (ros).
- Urbaniak U., 1966, *Skład mineralny piasków wydmowych w Kotlinie Płockiej*, Przegl. Geogr., 38, 3, s. 435–453.

- 1967, *Wydmy Kotliny Płockiej*, Prace Geogr. IG PAN, 61.
- Walling D. E., Webb B. W., 1986, *Solutes in river system*, [w:] S. T. Trudgill, John Wiley & Sons (ed.), *Solute Processes*, Chichester, s. 251–327.
- Webb B. W., Walling D. E., 1983, *Stream solute behavior in the River Exe basin*, Devon, UK, IAHS Publ., 141, s. 153–169.
- Welc A., 1985, *Zmienność denudacji chemicznej w Karpatach Fliszowych (na przykładzie zlewni potoku Bystrzanka)*, Dok. Geogr., 5.
- Wicik B., 1993, *Chemizm wód i osadów jezior „Na Jazach” w Kotlinie Płockiej*, [w:] M. Ralska-Jasiewiczowa (red.), *Jezioro Gościąg – stan badań nad osadami dennymi i środowiskiem współczesnym*, Polish Bot. Stud. Guidebook Series, 8, s. 93–104.
- 1997, *Cechy chemiczne krajobrazów Kampinoskiego Parku Narodowego*, Prace i Studia Geogr. UW, 21, Warszawa, s. 215–232.
- Wicik B., Więckowski K., 1991, *Osady jezior „Na Jazach” w Kotlinie Płockiej, warunki ich akumulacji oraz rola w rekonstruowaniu i prognozowaniu przekształceń środowiska naturalnego*, Przegł. Geogr., 63, 1–2, s. 57–76.
- Więckowski K., 1993, *Dotychczasowy stan rozpoznania osadów dennych jezior „Na Jazach” – cechy makroskopowe*, [w:] M. Ralska-Jasiewiczowa (red.), *Jezioro Gościąg – stan badań nad osadami dennymi i środowiskiem współczesnym*, Polish Bot. Stud. Guidebook Series, 8, s. 77–92.
- Wilamski J., 1978, *Erozja chemiczna zlewni Słupi*, Mater. Bad., Gosp. Wodna i Ochrona Wód, IMGW, Warszawa.
- Wilamski J., Śliwa Z., 1978, *Spływ składników nawozowych roślin ze zlewni rzek Przymorza Zachodniego*, Mater. Bad., Gosp. Wodna i Ochrona Wód, IMGW, Warszawa.
- Williams A. G., Ternan J. L., Kent M., 1984, *Hydrochemical characteristics of a Dartmoor hillslope*, [w:] T. P. Burt, D. E. Walling (ed.), *Catchment Experiments in Fluvial Geomorphology*, Geo Books, Norwich, s. 379–398.
- Wiśniewski E., 1976, *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*, Prace Geogr., 119.
- Wójcik G., Marciniak K., 1993, *Opady atmosferyczne w regionie Dolnej Wisły w okresie 1951–1980*, [w:] Z. Churski (red.), *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania Dolnej Wisły*, Inst. Geografii UMK, Toruń, s. 107–121.
- Wrzesiński D., Ziętkowiak Z., 1991, *Uwarunkowania i zmienność składu chemicznego wód podziemnych pierwszego poziomu w dorzeczu Wrześnicy*, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 42, ser. A, s. 291–308.
- Zakrzewski D. V., 1991, *On the effect of drainage on the composition of the chemical substances in river waters of the Pripyat Polesye area in the Ukraine*, Vodnye Resursy, 6, s. 50–59.
- Załuski T., Cyzman W., 1994, *Szata roślinna*, [w:] *Gostynińsko-Włocławski Park Krajobrazowy, Informator Przyrodniczo-Turystyczny*, Zarząd Parków Krajobrazowych Brudzeńskie-go i Gostynińsko-Włocławskiego, Kowal, s. 19–37.
- Zwoliński A., 1963, *Mapa Hydrograficzna Polski w skali 1:50 000, ark. Włocławek*, Instytut Geografii PAN.
- 1967, *Opis do mapy hydrograficznej 1:50 000, ark. Włocławek*, Instytut Geografii PAN (maszynopis).



# CHARACTERISTICS OF HYDRO-CHEMICAL ENVIRONMENT OF SURFACE WATERS IN THE WESTERN PART OF THE PŁOCK BASIN

## S u m m a r y

L. Starkel (1988), Z. Mikulski and E. Bajkiewicz-Grabowska (1996), and others stressed the importance of the big river valleys' geosystems, the areas where regional changes of natural environment are concentrated and registered. Their role as regional base level of groundwater drainage, erosion and denudation is widely known. Many authors (Macioszczyk 1988; Poźniak 1988; Pazdro, Kozerski 1990) point out specific terms of water and dissolved material circulation found in river valleys (Fig. 1). They include multidirectional alimentation, fast groundwater flow, horizontal water exchange domination, and, due to lack of uninterrupted non-permeable layers and the existence of thick water-bearing complex, one water-bearing level with static water-table.

That general model of water cycle undergoes numerous modifications caused by local environmental conditioning.

The section of the Lower Vistula Valley between Plock and Włocławek (Plock Basin) (Fig. 2), a typical example of a pradolina valley widening, fully reflects environmental features not only connected with the Lower Vistula but with other sections of the Polish Lowland's pradolinas as well.

The researched western part of the Plock Basin constitutes terrace levels developed in thick (40 m on average) complex of sandy-gravel deposits covered with dunes (Fig. 4-5). The result of such a relief and geological structure is lack of surface drainage and good conditions for rainfall infiltration. Considerable thickness of aeration zone, which in the valley parts covered with dunes reaches 5-10 m, and sediments short of dissolved material (85% of minerals of the basin sandy deposits is resistant to chemical weathering) limit that way of supplying groundwater. The above facts, together with exceptionally disadvantageous rainfall conditions, result in poor development of river drainage pattern.

The surface runoff of the western part of the Plock Basin includes two river systems (Fig. 6). The first one drains the northern, dune-covered part of the basin. It consists of the several-kilometres-long streams of the Ruda, the Zuzanka and the Rybnica, whose sources are located within subglacial channels. The two sequences of subglacial channels – the northern and the southern one – cut the basin surface and form local drainage lines for groundwaters running off the southern part of the basin and the morainic plateau. The stream catchment areas are small (56, 49 and 33 sq. km respectively). The Main Channel, parallel to the Włocławek Reservoir, is located nearby. It takes water from the Zuzanka and the Rybnica and, additionally, drains the depression area of the near-reservoir zone. Water runoff conditions and its chemical composition are transformed within the lakes included in the stream flow system.

Forest complexes, predominating in the land use structure of the area (Fig. 8-9), additionally intensify the effects of high retention capacity of the discussed drainage basins conditioned by relief and lithology. In this case, the forest function means not only moderation of the water runoff from the catchment area, but reducing concentration of numerous chemical substances present in the water as well.

The second stream pattern drains the southern part of the basin. It includes the streams flowing into the Rakutowskie Lake as well as the Rakutówka stream flowing out of that lake. The Rakutówka catchment basin, 260 sq. km large, is located within the two geographical units: the Kujawy Plateau and the Płock Basin. Within the area of the latter one, 90 sq. km of the catchment basin is situated. Such a location influences a different course of the water runoff conditions. Higher dynamics of the hydrological processes taking place within the plateau section of the catchment basin determines their course within the section located in the Vistula Valley.

Natural conditions of the Płock Basin, together with the weather conditions in the years 1990–1994 (Fig. 10–13, Tab. 4) when a particularly intense hydrological dry spell occurred, decided about low dynamics of hydrological processes in the examined catchment basins. The runoff unit, defining the volume of water resources, is among the lowest noted in Poland; its value reached from 0.4  $\text{dm}^{-3}/\text{s}/\text{sq. km}$  in the Rybnica catchment basin to 2.2  $\text{dm}^{-3}/\text{s}/\text{sq. km}$  in the Zuzanka one (Tab. 5). To compare, the average multi-annual runoff unit during 1951–1980 reached the value of 3.0  $\text{dm}^{-3}/\text{s}/\text{sq. km}$  in the neighbouring Zgłowiączka catchment area. The examined streams have ground-rain-snow regime. Due to meteorological conditions of the research period, however, the role of groundwater was the most important one. The result of such a way of supplying water as well as the retentive function of the lakes and forests are non-varied values of water discharge intensity characteristic, most of all, for the Ruda and the Zuzanka (Fig. 20). The Rybnica, located in the area where the Włocławek groundwater intakes are situated, shows much lower stability of the discharge course. It means, among others, no water runoff during dry summer months. As far as the Rakutówka is concerned, the increase of the rain-snow supply is marked by distinctive seasonal discharge changeability. The higher values of the winter-spring period are connected with the supply of snowmelt water and rainwater running down from the Kujawy Plateau (Fig. 20–22). In summer, when the stream alimentation is limited to groundwater component, water flow values are much lower. This changeability is also conditioned by the existence of a weir located at the outflow of the stream from the lake. It results in sudden but short spring flushes and deep summer low waters. The discharge structure of the all streams shows dominance of the winter half (Fig. 18, Tab. 5). It is a result of the loss increased by evaporation during summer rather than higher alimentation during the winter half. For the same reasons the size of water discharge during particular years refers to thermal and moisture conditions.

The researches aimed mainly at determining the natural environment influence of the large lowland river valley bottom on the chemical structure of the surface waters draining its area in connection with the alimentation conditions and the water cycle system. To reach the goals mentioned above, the four catchment areas within the western part of the Płock Basin (Fig. 3) were examined in order to define the following:

- spatial changeability of the hydro-chemical features;
- relations between concentration of the dissolved substances, and the amount of rainfall and the values of water discharge;
- influence of vegetation season on the course diversity of concentration in a year's cycle;
- role of the lakes in the transformation process of the physico-chemical characteristics of the water flowing out of the catchment area;
- size and dynamics of the ion outflow from the individual catchment basins.

The above research goals were realised on the basis of the fieldwork carried out during the hydrologic years 1990–1994. Monthly hydrological (water discharge and water level) and hydro-chemical measurements were taken at the control points (Fig. 3). Water chemical analysis included main ions and  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ , total N,  $\text{PO}_4$ , total P and dry matter determination. All in all 535 water samples representing rivers, lakes and groundwater outflows were analysed. Measurements of water electric conductivity and pH were taken directly in the field. That basic measurement programme was completed by rainfall conductivity in the year 1992, research on chemical characteristics and thermal-oxygen structure of the „Na Jazach” lakes as well as hydro-chemical mapping (pH and SEC measurements were taken periodically at the 70 points of the western part of the Płock

Basin). Meteorological data, indispensable for analysis, were taken from the field station of the Department of Geomorphology and Hydrology, IGiPZ PAN in Dobiegniewo. The collected measurement material was verified as far as chemical determinations were concerned. It was also evaluated whether observation terms were representative of an average hydrological processes course of individual months. The rate of chemical denudation and the size of ion outflow were determined with the use of a hydrometric method.

Surface waters of the Plock Basin, not much diverse as far as their chemical composition is concerned, represent the bicarbonate-calcium-sulphate type (Fig. 29–30). The average level of their mineralization ranges from 220 to 520 mg dm<sup>-3</sup> (Fig. 24). Basing on the diversity of that feature it is possible to determine five characteristic zones within the described area (Fig. 31):

1. The surface waters of the Rakutówka catchment basin show the highest mineralization (from about 400 to 600 mg dm<sup>-3</sup>). It is connected with the fact that the waters, which supply the above area, drain clay surface deposits of the Kujawy Plateau intensive farmland and are rich in dissolved substances. The Rakutówka Valley, parallel to the plateau, prevents those waters from spreading into the main part of the basin.

2. The next zone, stretching between the right bank of the Rakutówka and the edge of the dune field, shows lower values of water mineralization: 300–400 mg dm<sup>-3</sup>. The lakes clustered here are supplied with groundwater of lower mineralization, while small streams and ditches – periodically with infiltrating rainfall and meltwater enriched in mineral elements from the arable soil layer.

3. The waters of the central, dune-covered section of the Pradolina show the lowest mineralization level (200–300 mg dm<sup>-3</sup>). The lakes and the streams are supplied with groundwaters connected with the regional water cycle system. Owing to the bedrock poor in dissolved matter, thick forest complexes and a deep aeration zone, the possibility of dissolved matter supply from the local sources is limited considerably.

4. In the northern part of the basin an increase of mineralization level up to over 400 mg dm<sup>-3</sup> is noted. It is the result of the change in the land use pattern in the northern parts of the catchment areas of the Zuzanka and Rybnica (arable land and meadows). Much more important in this case are, however, better conditions for transferring of pollutions and mineral substances from the soil profile down to groundwater level, which appears here at the depth of 1 to 2 meters.

5. The waters of the Main Channel and its right-side tributaries contain over 500 mg dm<sup>-3</sup>. This is the result of high salinity of the Vistula waters, which infiltrate in the area depressive if compared to the level of the Włocławek Reservoir.

Diversity of the water's chemical features, expressed well by total mineralization, is less significant if the ion structure is taken into consideration (Fig. 32). The share of chloride, sodium and sulphate ions was a negligible to several percent higher in the waters of the streams draining farm and organic land in the catchment areas of the Rakutówka and the Zuzanka, and the streams taking in the waters infiltrating from the Vistula River (the Main Channel).

Low values of variation coefficient of total mineralization as well as bicarbonate and calcium ions (10–20%) (Tab. 6), show low dynamics of hydrochemical processes and stable supply of dissolved matter to the catchment area. The elements, which are also supplied from anthropogenic sources (chlorides, sodium, sulphates) show higher values of variation coefficients and amount to about 50%. As far as biogenic substances are concerned (nitrogen, phosphorus, potassium) the above values reach over 100%.

The examined waters show low pH variation (Fig. 23). Apart from a few cases (periodical reservoirs supplied with meltwater) their reaction is slightly alkaline. It is connected with the ground type of water supply as well as the processes taking place in the lake phase of the water cycle in the catchment basins.

Waters' chemical composition conditioned by static factors (lithology, relief, land use), undergoes periodical changes resulting from the course of meteorological, hydrological and biotic occurrences. To grasp the dynamics of the chemical factors' variation of the researched waters the relation

between dissolved substances concentration and total rainfall, water discharge and vegetation season course were determined.

No relation between dissolved substances concentration and the course of rainfall was found (Tab. 7). Natural conditions of the Plock Basin influence a long-term reaction of river water to rainfall. Only in a few cases of the winter half was a slight direct proportion of sodium ions, sulphates and chlorides, important elements of rainfall, found.

It also occurred that the relation between dissolved matter concentration and water discharge was low (Tab. 8, Fig. 33). Only in the case of the Rakutówka that relation shows mean strength and is directly proportional. It refers, however, mainly to the winter half when the Rakutówka is supplied with near-surface and drain waters, rich in dissolved substances, flowing in from the morainic plateau. Such a regime of dissolved material outflow is well illustrated by recession curves (Fig. 34–45). The course of both total mineralization and concentration of individual ions shows considerable increase at the time of joining the outflow of plateau waters. No crucial relation between concentration and water discharge as far as other streams are concerned results from high retentiveness of the catchment area and stable input of dissolved material via groundwater. As a result, the course of the regression curves is even at all levels of discharge. The character of that dependence in relation to individual ions is a bit more complex. Increase of calcium cations and sulphate anions with the increase of water discharge in the Zuzanka catchment basin should be stressed. Those biogenic ions, active in water environment, are washed out from the soil profile during spring and autumn surpluses of water. The result of the long-term summer droughts, however, is accumulation of mineral substances as an outcome of soil moisture evaporation (compare Foster, Walling 1978). Synchronic increase of water flow and salts' concentration – the process that was observed in the case of the Rybnica, mark their activation during wetter periods.

Strong variability of the analysed ions is most strongly related to seasonal changes of natural occurrences, expressed by indicators that take into consideration annual changeability of hydro-meteorological and biotic conditions (Gregory, Walling 1973; Mitchell 1990) (Tab. 11). This directly proportional relation is best seen in the streams draining agriculture land as well as in shallow, strongly eutrophicated lakes. In forested areas it is weaker while at groundwater outflows it is negative. It means that groundwater, which is the basic source of water supply in the researched catchment areas, is not influenced by the factors discussed above. Annual variability of cations in the catchment basins showing different land use pattern confirms the role of the biotic factor in the course of the hydro-chemical processes. Higher rates of cations fall into winter period (from November to March) while the lower ones – into vegetation season (Fig. 36). Influence of the vegetation season means lowering potassium, calcium and sulphate concentrations (Fig. 37).

Total influence of meteorological, hydrological and biotic factors shapes the final course of dissolved matter concentration during the research period (Fig. 38). Low mineralization variation of the Ruda and the Zuzanka waters, connected with the groundwater alimentation, remains in contrast to its high dynamics as far as the Rakutówka is taken into account. Regular minima and maximums follow the changes of alimentation sources and dissolves matter supplies to the catchment area.

Lakes play a significant role in the process of hydro-chemical features transformation of the water flowing out of the researched catchment basins. Basing on the lake complex „Na Jazach” within the Ruda catchment area (Fig. 40), it was proved that the lakes lower the concentration of calcium ions, sulphates and, consequently, the size of total mineralization of waters (Fig. 42). Such a reduction is bigger in the shallow, polymictic lakes, as the Wierzchoń and the Brzózka where it amounts to 21%, than in deep lakes of well developed thermal stratification, as the Gościąg where it reaches 7% (Fig. 43).

The changes of the ion composition structure of the lake water are generally connected with the two processes. The first one is conditioned by photosynthesis intensity, and lowers calcium ion concentration (biological water decalcification) as a result of insoluble calcium carbonate deposition. The second process leads to sulphate reduction to sulphur hydrogen or sulphides either in the oxygen-free environment of hypolimnion, or caused by periodical resuspension of bottom deposits.

The observed distinctness of hydro-chemical features of the lake waters refers not only to the ion composition, but differences in the seasonal rate variation as well (Fig. 44). The waters supplying the lakes show higher concentrations during summer months while in the very lakes – during the winter half. It is connected both with the increase of biogenic substances demand of water plants developing intensely, and more intensive course of biochemical processes during summer season.

Chemical retention of the lakes „Na Jazach”, together with low dynamics of hydrological processes within this afforested catchment basin influences levelling of outflowing ion charge.

Defining spatial and time variation of the chemical features of the examined waters in connection with the water cycle conditions within the pradolina, allowed for presenting a general stage of their transformation along the morainic plateau – the Vistula channel line (Fig. 45).

As it was mentioned above, the most important element of the researched catchment basins' way of supply are groundwaters of the inter-morainal plateau levels as well as Miocene waters. The two water sources contact within a thick water-bearing complex of the valley bottom. Since they stay underground for a long time, their chemical features are stable. They outflow into the surface in deep lake channels and at the terrace breaks thus beginning the drainage pattern.

The above main source of alimentation and dissolved matter supply to the catchment area is supplemented and modified by:

- Surface and near-surface waters flowing down from the morainic plateau. Their mineralization and agricultural pollution is high.

- Infiltration rainwater supply is both periodical and local due to low values of rainfall and a thick aeration layer. At the edge part of the morainic plateau infiltrating rainwater leaches clay deposits rich in soluble elements, and supplies the southern part of the basin by subsurface and drainage flow. This type of alimentation takes also place on the areas of high groundwater level (the northern and the southern part of the basin) as well as in channel and deflation lowerings (the central part of the basin). The latter shows agricultural type of land use; its soils and biogenic deposits filling in the land depressions are rich in soluble components and thus increase salts' input to groundwaters, which later supply local streams and drainage ditches. In the afforested and covered with dunes part of the research area there are no proper conditions for significant rainwater infiltration, together with its chemical charge, to the groundwater level. It is due to high interception nature of the ecosystem, a thick aeration level, buffer characteristics of the forest soils as well as underlying rock poor in soluble material.

- The north-western depressive part of the valley is also supplied by the water infiltrating from the Włocławek Reservoir. Its chemical composition reflects the character of the polluted Vistula waters.

The processes of the lakes' chemical retention are important factors influencing transformation of the water chemical composition at its surface outflow.

The water cycle conditions in the valley, together with the fact that it is hard to delimit the range of the examined catchment areas, make it difficult to estimate the size of chemical denudation properly. The calculated values of ion outflow and chemical denudation indexes show the share of the individual catchment basins in the process of dissolved matter flow along the morainic plateau – the Vistula channel line, rather than the actual value of chemical denudation.

The most objective element of the matter and energy balance at the output side is the outflow of ions determining the size of the dissolved material fluvial transport. It is strongly related to hydrological conditions' course, which can be confirmed by high values of the correlation coefficient from 0.93 to 0.99 (Tab. 14). On the basis of the calculated total values of the dissolved material flowing out of the catchment areas, it can be stated that the Rakutówka, followed by the Zuzanka, the Ruda and the Rybnica, transported out the biggest mass of that matter (Tab. 15). The regime accordance of ion and water outflow decides about the winter half domination in the process of salts' draining off. As far as the Rakutówka is concerned, the ion outflow of the winter half was as many as 3 to 8 times higher than the values of the summer season.

The amount of the material carried out of the individual catchment basins is conditioned, most

of all, by the size of the catchment area, that is the recharge area. Additionally, an individual characteristic of the water cycle is also important. To highlight the above and determine the role of the individual catchment areas (parts of the valley) in the process of matter draining out off the valley system, the elementary denudation index was calculated (Tab. 16). The results show two groups of catchment basins functioning. They have different rate of chemical denudation. Within the Rybnica and the Ruda catchment areas the average rate of chemical denudation amounted from about 7 to 11 tons/sq. km/year. It amounted to over two times as much (23–25 tons/sq. km/year) within the Rakutowka and the Zuzanka catchment basins. The harmonious course of chemical denudation throughout a year is a reflection of seasonal variation of hydro-meteorological conditions and plants physiology. Higher activity of those processes falls into winter and early-spring months while it is the lowest in high summer (Fig. 47).

Comparison of the elementary denudation indexes of the individual catchment areas indicates that some amount of the transported matter is deposited in the lakes (the Ruda catchment area) or carried out off the geosystem due to water intakes (the Rybnica catchment basin). The character of the Rakutowka alimentation considerably influences the changes of the denudation processes rate. Its early-spring jump is the result of highly mineralised near-surface waters' supply from the morainic plateau. Similar values of the denudation index of all the researched catchment basins, during their limited outflow into the Rakutowka, indicate a similar rate of the denudation processes at that time under the influence of the deep groundwater supply.

Relatively low changeability of the individual parameters of water chemical composition is the result of alimentation conditions of the catchment basins located in the western part of the Plock Basin as well as its natural environment characteristics. The above fact, together with the low values of the elementary outflow, is the reason for low intensity of chemical denudation. The role of the Vistula Pradolina in the process of carrying the matter out, supplied mainly from the outside of the geosystem, means basically its transit through-flow role on the way to the Vistula riverbed – a regional denudation base. Part of the transported matter is accumulated in the lakes and used for biomass production. Rock material characteristics, hydrological conditions and low sums of rainfall are not conducive to local matter supply. Thus, some parts of the basin are the places of dissolved material aggradation. The calculated values of denudation indexes reflect the size of source-area denudation – morainic plateaux in this case.

ZESZYTY INSTYTUTU GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN  
z ostatnich lat

1997

45. Korcelli P. (red.), *Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: V*, s. 44.
46. Korcelli P. (red.), *Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: VI*, s. 96.
47. Eberhardt P., *Problematyka narodowościowa Estonii*, s. 44.
48. Zgliński W., *Przekształcenia państwowego rolnictwa w Polsce – skutki społeczne, ekonomiczne i przestrzenne*, s. 64.
49. Grabińska B., *Geografia płazów Europy na tle świata. Regionalizacja zoogeograficzna kręgowców Europy. Powierzchnia jednostki a bogactwo taksonomiczne ssaków*, s. 46.
50. Szczęsny R., *Struktura przestrzenna rolnictwa Polski w 1995 roku*, s. 115.

1998

51. Błażejczyk K., *Promieniowanie słoneczne a gospodarka cieplna organizmu człowieka*, s. 85.
52. Babiński Z., „Mongolia 96”. *Niektóre zagadnienia badawcze ekspedycji. Raport*, s. 128.
53. Gawryszewski A., Korcelli P., Nowosielska E., *Funkcje metropolitalne Warszawy*, s. 146.
54. Eberhardt P., *Problematyka narodowościowa Łotwy*, s. 70.
55. Grzeszczak J., *Przesunięcie „miasto-wieś” w przemyśle krajów Unii Europejskiej*, s. 71.
56. Stola W., *Ludność wiejska Polski. Przemiany struktury demograficznej i społeczno-zawodowej*, s. 56.

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA  
z ostatnich lat

1997

5. Czyżowska E., *Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu boreału i atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu*, s. 74, 19 il.
6. Kalicki T. (red.), *Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I*, s. 111, 39 il.
7. Gawryszewski A., *Przestrzenna ruchliwość ludności Polski. Bibliografia (lata 1896–1990)*, s. 160.
8. Starkel L. (red.), *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku)*, s. 108, 33 il., 16 fot.

1998

9. Banach M., *Dynamika brzegów dolnej Wisły*, s. 76, 26 il., 23 fot.
10. Błaszkiwicz M., *Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie*, s. 116, 29 il., 17 fot.
11. Starkel L. (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, s. 107, 32 il.
12. Kotarba A. (red.), *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – III*, s. 67, 16 il., 9 fot.
13. Breymeyer A., Roo-Zielińska E. (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, s. 212, 57 il., 8 fot.

PL ISSN 0373-6547  
ISBN 83-86682-49-3

<http://rcin.org.pl>



<http://rcin.org.pl>

P. GIERSZEWSKI: CHARAKTERYSTYKA ŚRODOWISKA HYDROCHEMICZNEGO...