



ISBN 978-83-61644-05-7

PRZEOBRAŻENIA STOSUNKÓW WODNYCH W WARUNKACH ZMIENIAJĄCEGO SIĘ ŚRODOWISKA

PRZEOBRAŻENIA STOSUNKÓW WODNYCH W WARUNKACH ZMIENIAJĄCEGO SIĘ ŚRODOWISKA



**Przeobrażenia stosunków wodnych
w warunkach zmieniającego się środowiska**

Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska

Redakcja naukowa

Andrzej T. Jankowski, Damian Absalon, Robert Machowski, Marek Ruman

UNIwersYTET ŚLĄSKI
Wydział Nauk o Ziemi



POLSKIE TOWARZYSTWO GEOGRAFICZNE
Oddział Katowicki



REGIONALNY ZARZĄD GOSPODARKI WODNEJ
Gliwice



Sosnowiec 2009

REDAKTORZY

Andrzej T. JANKOWSKI, Damian ABSALON,
Robert MACHOWSKI, Marek RUMAN

RECENZENCI

Damian ABSALON, Stanisław CZAJA, Andrzej T. JANKOWSKI,
Andrzej KAMIŃSKI, Robert KRZYSZTOFIK, Mariusz RZĘTAŁA

PRZYGOTOWANIE DO DRUKU

Robert MACHOWSKI

PROJEKT OKŁADKI

Marek RUMAN, Stanisław HEYDA

FOTOGRAFIE NA OKŁADCE

Wyspa Olchon na Bajkale (fot. M. Ruman)
Zbiornik Turawski (fot. M. Ruman)

WYDAWCA

Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego
Polskie Towarzystwo Geograficzne Oddział Katowicki
Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej, Gliwice

Copyright © 2009 by Wydział Nauk o Ziemi UŚ

Wszelkie prawa zastrzeżone
All Rights Reserved

ISBN 978-83-61644-05-7

Druk: Pracownia Komputerowa Jacka Skalmierskiego, Gliwice

SPIS TREŚCI

Damian ABSALON Przedmowa	7
Andrzej T. JANKOWSKI Słowo wstępne	9
Damian ABSALON Dynamika zmian jakości wody w górnym odcinku Wisły w okresie 1973-2005	11
Damian ABSALON, Magdalena MATYSIK Antropogeniczne zagrożenia wód podziemnych na obszarach górniczych na przykładzie miasta Jaworzno	23
Zygmunt BABIŃSKI, Michał HABEL Dynamika strefy akumulacyjnej poniżej czoła odcinka o wymuszonej erozji wgłębnej Zbiornika Włocławskiego	35
Tadeusz BIERNAT, Tadeusz CIUPA, Roman SULIGOWSKI Przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania lokalizacji zbiorników małej retencji w Górach Świętokrzyskich	45
Dariusz BOROWIAK, Magdalena BOROWIAK, Włodzimierz GOLUS Przyrodnicze uwarunkowania występowania substancji optycznie aktywnych w jeziorach pomorskich	59
Adam CHOIŃSKI, Leszek KOLENDOWICZ, Joanna POCIASK-KARTECZKA Zjawiska lodowe na Morskim Oku jako wskaźnik zmian klimatu w Tatrach	71
Roman CIEŚLIŃSKI Zmiany stężeń i ładunków związków biogenicznych w wodach dopływających do jeziora Gardno	79
Tadeusz CIUPA Wpływ uszczelnienia zlewni na sezonowe zróżnicowanie odpływu rzeczno- go na przykładzie Silnicy i Sufragańca	93
Stanisław CZAJA Walory turystyczne środowiska wodnego w dolinie Grajcarka (przykład opisu na potrzeby turystyki)	105
Renata DONDAJEWSKA, Ryszard GOŁDYN, Danuta BARAŁKIEWICZ, Barbara SZPAKOWSKA The quality of rainwater runoff from urban area to a lowland river	117
Katarzyna FAGIEWICZ Górnictwo odkrywkowe jako czynnik kształtowania stosunków wodnych (na przykładzie kopalni węgla brunatnego „Adamów”)	129

Renata GRAF

Znaczenie bazy danych hydrograficznych w zakresie implementacji
ramowej dyrektywy wodnej 141

Agnieszka JANUS, Damian ABSALON, Andrzej T. JANKOWSKI, Marek RUMAN

Charakterystyka hydrologiczna i ocena stopnia antropogenicznego przekształcenia
zlewni Żylicy 155

Krystyna KOZIOŁ, Wiesława Ewa KRAWCZYK

Charakterystyka chemiczna ekstremalnych epizodów opadowych
w Hornsundzie (Spitsbergen) 165

Zuzanna KRAJEWSKA, Robert BOGDANOWICZ

Zróźnicowanie wielkości eksportu substancji biogenicznych w zlewisku Zatoki Puckiej ... 177

Robert MACHOWSKI, Marek RUMAN

Przebieg zjawisk lodowych zbiornika Czechowice 187

Włodzimierz MARSZELEWSKI, Inka STRZYŻEWSKA-PIETRUCIEŃ

Temperatura wody dolnej Wisły i jej wieloletnie zmiany 197

Zdzisław MICHALCZYK, Wojciech SOBOLEWSKI

Zmienność przepływów rzek międzyrzecza Wisły i Bugu
oraz prawdopodobieństwo pojawienia się wartości skrajnych 211

Anna NITKIEWICZ-JANKOWSKA, Grzegorz JANKOWSKI

Jeziora w Polsce jako produkt turystyczny 223

Anna POWAŁKA, Marek RUMAN, Andrzej SOCZÓWKA

Wpływ budowy zbiornika wodnego w Świnnej Porębie na sieć kolejową
województwa małopolskiego 233

Mariusz RZĘTAŁA, Andrzej JAGUŚ, Martyna A. RZĘTAŁA

Złodzenie zbiorników wodnych w warunkach antropopresji miejsko-przemysłowej
(na przykładzie regionu górnośląskiego) 245

Rajmund SKOWRON

Temperatura wody w jeziorach w Polsce Północnej jako wskaźnik zmian klimatu 255

Danuta SZUMIŃSKA

Wpływ dziewiętnastowiecznych systemów irygacyjnych na stosunki wodne
w wybranych rejonach Borów Tucholskich 269

Jurij B. TRZCINSKIJ, Elena A. KOZYRIEWA, Tadeusz SZCZYPEK

Wahania poziomu Bajkału a proces zabagniania jego wybrzeży
(na przykładzie przesmyku Cziwyrkujskiego – *Miagkaja Karga* – i jego okolic) 279

Artur R. WÓJCIK, Franciszek PISTELOK

Zarządzanie gospodarką wodną w warunkach zmieniającego się środowiska 293

Dariusz WRZESIŃSKI

Stabilność reżimu odpływu rzek w Polsce 307

Przedmowa

Szanowni Czytelnicy tomu pt.:
„Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska”

Książka, którą trzymacie Państwo w dłoniach jest efektem wysiłku intelektualnego i organizacyjnego kilkudziesięciu osób. Chcielibyśmy nią uhonorować Naszego Szefa, wieloletniego Kierownika Katedry Geografii Fizycznej Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego – Profesora Andrzeja T. Jankowskiego. Okazją ku temu jest zamknięcie pewnego etapu Jego działalności – przejście na zasłużoną emeryturę. Znając Naszego Profesora, nie wierzymy jednak, że będzie to emerytura beczynna i spokojna. Liczymy, że swoją niespożytą energią będzie nadal służył naszej Katedrze, Wydziałowi Nauk o Ziemi, Uniwersytetowi Śląskiemu, w końcu całej polskiej geografii i hydrologii.

Nie miejsce tu na przedstawienie całego dorobku Pana Profesora, ale dla osób mniej go znających, pragniemy przedstawić kilka najważniejszych faktów z Jego bogatego życia naukowego i organizacyjnego.

Profesor zw. dr hab. Andrzej T. Jankowski – geograf, hydrolog, specjalista z zakresu gospodarki wodnej, sozologii i kartografii tematycznej. Autor ponad 180 prac naukowych, autor i współautor 17 wydawnictw książkowych, ponad 100 artykułów i rozpraw oraz wielu recenzji i prac popularnonaukowych. Ceniony specjalista zajmujący się całokształtem warunków występowania i obiegu wody na obszarze górnośląskim oraz antropogenicznych przekształceń środowiska na obszarach poddanych silnej antropopresji. Członek Komitetu Nauk Geograficznych, Komitetu Gospodarki Wodnej PAN i Członek Gdańskiego Towarzystwa Naukowego.

Profesor Andrzej T. Jankowski jest pracownikiem Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego od 1975 roku. W latach 1976-1978 kierował Zakładem Geografii Regionalnej. Od 1983 roku do chwili obecnej jest pracownikiem Katedry Geografii Fizycznej, a od 1992 roku jej długoletnim kierownikiem. Ponadto od 1989 roku jest kierownikiem utworzonego Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej Obszarów Urbanizowanych. W 1991 roku Senat UŚ powołał go na stanowisko profesora nadzwyczajnego, w 1998 roku uzyskał tytuł profesora, od 2002 roku jest profesorem zwyczajnym nauk o Ziemi. Profesor Andrzej T. Jankowski pełnił wiele odpowiedzialnych funkcji na Wydziale Nauk o Ziemi i w Uniwersytecie Śląskim: w latach 1990-1993 i 1996-2002 był Dziekanem WNoZ, zaś w czasie kadencji 1993-1996 pełnił funkcję Prorektora UŚ ds. Nauczania. Profesor Andrzej T. Jankowski jest także

redaktorem serii: Nauki o Ziemi w Wydawnictwie Uniwersytetu Śląskiego. Pełnił i pełni także wiele funkcji zarówno w Uniwersytecie Śląskim, jak i innych gremiach naukowych i społecznych – m. in. w latach 2002-2006 był przewodniczącym Zarządu Głównego Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Za ponad 40-letnią pracę na rzecz PTG został uhonorowany „Złotą Odznaką”, „Medalem PTG” oraz honorowym członkostwem Towarzystwa.

Od początku pracy w Uniwersytecie Śląskim Profesor Andrzej T. Jankowski zajmował się problematyką wpływu czynników antropogenicznych na stosunki wodne – tej tematyce poświęcił swoją rozprawę habilitacyjną i wiele publikacji.

Za działalność naukową, dydaktyczną i społeczną A. T. Jankowski został odznaczony m. in.: Złotym Krzyżem Zasługi, Złotym Medalem „Za zasługi w zwalczaniu powodzi”, Medalem Komisji Edukacji Narodowej, odznakami: „Zasłużonemu w rozwoju województwa katowickiego”, „Za zasługi dla Uniwersytetu Śląskiego” i „Za zasługi w ochronie środowiska i gospodarce wodnej”.

Profesor Andrzej T. Jankowski jest również cenionym wychowawcą kilku już pokoleń naukowców: promotorem kilkuset prac magisterskich oraz licznych prac doktorskich.

Niech dedykacja tego tomu, poświęconego Jego ulubionej tematyce, będzie naszym skromnym podziękowaniem za trud włożony w rozwój polskiej geografii i hydrologii.

W imieniu przyjaciół, kolegów
i współpracowników



Damian Absalon

Słowo wstępne

Przekazane do rąk Państwa opracowanie monograficzne „Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska” zawiera prace informujące o jakościowo-ilościowych zmianach obiegu wody w warunkach zróżnicowanej antropopresji, a także kształtowania się stosunków wodnych pod wpływem zmian warunków klimatycznych. Opublikowane prace nie odnoszą się do ściśle określonego obszaru, bowiem informują o dynamice obiegu wody w obiektach hydrograficznych usytuowanych w różnych jednostkach i warunkach fizycznogeograficznych, zarówno na obszarze Polski Północnej (jeziora pomorskie, mazurskie, Zatoka Pucka, Dolina Dolnej Wisły, Bory Tucholskie), Polski Środkowej (Zbiornik Włocławski, Kopalnia Węgla Brunatnego „Adamów”, Góry Świętokrzyskie, geosystem miejski Kielc, Międzyrzecze Wisły i Bugu), jak również Polski Południowej (region górnośląski, zlewnia Soły, Tatry), a także w nielicznych przypadkach dotyczą obszarów leżących poza naszym krajem a mianowicie: Spitsbergen oraz terenu nadbajkałskiego. Merytorycznie prace te poruszają szeroki wachlarz zagadnień badawczych od dynamiki zmian jakości wód rzecznych, kształtowania się odpływu rzecznego z terenów zurbanizowanych i stabilności reżimu, występowania ekstremalnych zjawisk hydrometeorologicznych, poprzez analizę zmian termicznych wód rzecznych i jeziornych, ocenę przebiegu zjawisk lodowych na wybranych obiektach hydrograficznych, omówienie wybranych parametrów fizycznych wód jeziornych oraz jakości wód wskutek dopływu substancji biogennych i ich dopływ do Zatoki Puckiej, aż po zagadnienia wpływu górnictwa podziemnego i odkrywkowego na kształtowanie stosunków wodnych, oceny walorów turystycznych środowiska wodnego oraz wskazanie ogólnych zasad zarządzania gospodarką wodną na obszarach silnie przeobrażonych.



Andrzej T. Jankowski

DYNAMIKA ZMIAN JAKOŚCI WODY W GÓRNYM ODCINKU WISŁY W OKRESIE 1973-2005

Damian ABSALON

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Abstrakt: W artykule przedstawiono zmiany jakości wody w górnym odcinku Wisły, zamkniętym profilem pomiarowo-kontrolnym w Bieruniu Nowym, w okresie 1973-2005. Zagadnienie jakości wód ma szczególne znaczenie, ponieważ zapewnienie stałego dostępu do dobrych jakościowo zasobów jest warunkiem niezbędnym do utrzymania życia organizmów żywych, jak również „organizmu gospodarki”. Jakość wód na tym odcinku Wisły jest syntezą bardzo wielu czynników przyrodniczych, na które nakładają się silne skutki antropopresji. Przedział czasowy jest również interesujący, ponieważ obejmuje on okres zmiany systemu politycznego, która w zasadniczy sposób zmieniła sposób funkcjonowania gospodarki i podejście do zagadnień ochrony środowiska. Jakość wód jest kwestią bardzo ważną dla Polski, która posiada stosunkowo skąpe zasoby wodne na tle innych państw europejskich. Ponadto duże ładunki zanieczyszczeń na tym odcinku Wisły stwarzają ogromne problemy dla użytkowników i konsumentów wody, powodują również zanieczyszczenie Morza Bałtyckiego. W analizowanym okresie wskaźniki podstawowych zanieczyszczeń organicznych i biogenych znacznie się zmniejszyły. W miarę upływu czasu należy spodziewać się dalszego uporządkowania gospodarki wodno-ściekowej na obszarze zlewni, co z pewnością przyczyni się do dalszej poprawy jakości wód Wisły. Natomiast kolejny problem to rozwiązanie kwestii słonych wód kopalnianych, zanieczyszczeń obszarowych, a także zwrócenie uwagi na zanieczyszczenia liniowe. Należy skupić się także nad badaniami wpływu na jakość wód wielu niebezpiecznych substancji zgromadzonych przez lata w osadach dennych.

Słowa kluczowe: jakość wody, zanieczyszczenie wód, dorzecze górnej Wisły, antropopresja.

WPROWADZENIE. OBSZAR I METODY BADAŃ

Celem opracowania jest analiza dynamiki zmian jakości wody w górnym odcinku Wisły, zamkniętym profilem kontrolno-pomiarowym w Bieruniu Nowym w okresie 1973-2005. Zagadnienie jakości wody ma szczególne znaczenie, ponieważ zapewnienie stałego dostępu do dobrych jakościowo wód jest warunkiem niezbędnym do utrzymania życia organizmów żywych, jak również „organizmu gospodarki”. Jakość wód na tym odcinku Wisły jest syntezą wielu czynników naturalnych, na które nakładają się bardzo silne skutki antropopresji. Ponadto duże ładunki zanieczyszczeń na tym odcinku Wisły stwarzają ogromne problemy dla użytkowników i konsumentów wody, powodują również zanieczyszczenie Morza Bałtyckiego (Makinia i in., 1996; Łysiak-Pastuszek i in., 2004).

Do analiz wykorzystano dane monitoringowe Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska (WIOŚ) w Katowicach (wcześniej Ośrodek Badań i Kontroli

Środowiska w Katowicach i Bielsku-Białej) pobierane najczęściej 24 w ciągu roku (2 razy w miesiącu). Zmiany jakości wód porównano w 4 punktach pomiarowo-kontrolnych (tab. 1, rys. 1). Oceniono dynamikę 7 wskaźników zanieczyszczenia: syntetycznych – BZT₅ i CHZT (określonego metodą nadmanganianową), substancji mineralnych – chlorków (metodą argentometryczną) i siarczanów (metodą grawimetryczną), substancji rozpuszczonych (metodą grawimetryczną) oraz substancji biogenicznych (metodą spektrofotometryczną). W opracowaniu przyjęto wartości wskaźników w postaci średnich arytmetycznych, które charakteryzują wartości stężeń dla konkretnego roku, co w opracowaniu mającym na celu uchwycenie zmian jakości wody, w tak długim okresie jest wystarczające.

Tabela 1. Charakterystyka analizowanych profili kontrolno-pomiarowych.

Table 1. Characteristics of the analysed measurement points.

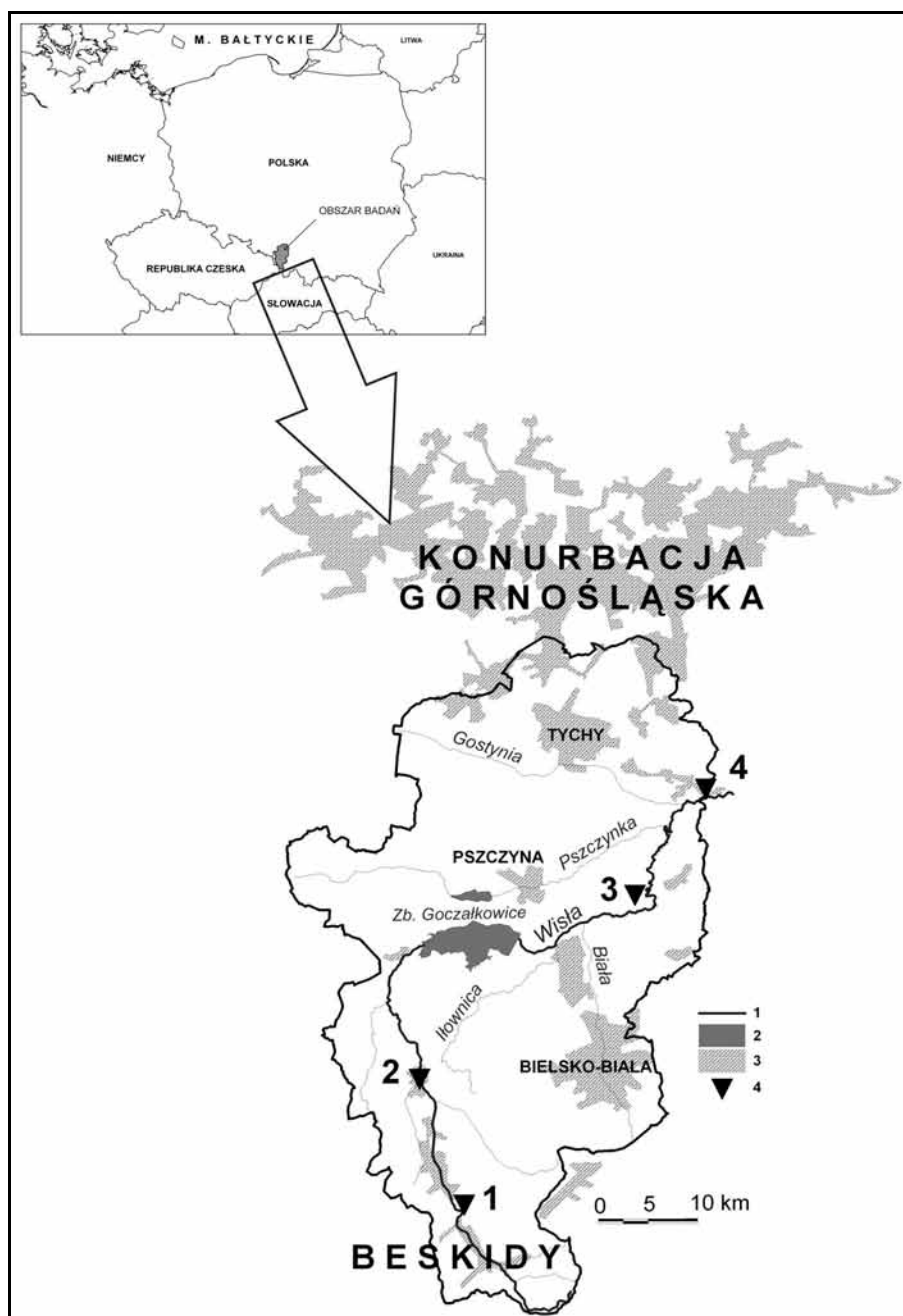
Nr*	Nazwa punktu	Powierzchnia zlewni w km ²	Dodatkowe informacje
1.	Ustroń-Oblaziec	108,2	Profil zlokalizowany w górskim odcinku rzeki; niewielkie antropogeniczne oddziaływanie miejscowości turystycznych i uzdrowskich: Wisła i Ustroń
2.	Skoczów	296,7	Profil zlokalizowany powyżej zbiornika wodnego „Goczałkowice”, zamykający górski odcinek Wisły w miejscu jej wpłynięcia na obszar podgórski; w zlewni różnicowej niewielkie oddziaływanie antropogeniczne Skoczowa; największy dopływ – Brennica, odwadniający teren górski o charakterze turystyczno-wypoczynkowym
3.	Jawiszowice	970,6	Profil zamykający pogórski odcinek Wisły, zlokalizowany poniżej zbiornika „Goczałkowice”; w zlewni różnicowej prawostronne dopływy odwadniające obszary podgórskie – największy dopływ – Biała z silniejszym antropogenicznym oddziaływaniem miasta Bielsko-Biała
4.	Bieruń Nowy	1747,7	Profil zamykający zlewnię różnicową z silnym oddziaływaniem antropogenicznym, związanym z urbanizacją i górnictwem węgla kamiennego – największe dopływy: Pszczynka i Gostynia

*odpowiada numeracji punktów na mapie

Przyjęte wskaźniki są również wymuszone przez ilość i jakość dostępnych danych – w tym przypadku liczbę oznaczeń wykonywanych w badanym wieloleciu. Liczba oznaczanych wskaźników maleje w miarę cofania się w czasie, stąd niepełne w wielu przypadkach szeregi czasowe.

Analizę dynamiki zmian jakości wód rzecznych Wisły rozpatrywano w dwóch aspektach: zmienność przestrzenna (zmienność wartości wskaźników w miarę przyrostu dorzecza) oraz zmienność w czasie.

Badany obszar został zamknięty profilem w Bieruniu Nowym ze względu na dostępność danych pomiarowych i zróżnicowanie warunków fizycznogeograficznych i antropopresji na obszarze zlewni. Wybrano jedynie te profile pomiarowe, w których jednocześnie są zlokalizowane posterunki wodowskazowe, co pozwoliło na obliczenie ładunków substancji odprowadzanych z poszczególnych zlewni różnicowych.



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań:

1 - rzeki, 2 - zbiorniki wodne, 3 - obszary zurbanizowane, 4 - punkty monitoringowe.

Fig. 1. Location of study area:

1 - rivers, 2 - water reservoirs, 3 - urbanized areas, 4 - monitoring sites.

Czynniki oddziałujące na jakość wody w analizowanych zlewniach, to: ekstensywna i intensywna urbanizacja, podziemna eksploatacja węgla kamiennego i działalność przemysłowa (Jankowski, 1997; Czaja, 1999). Miasta położone na terenie zlewni pełnią często również funkcje ośrodków przemysłowych (np. Bielsko-Biała, Tychy). Problemem do niedawna był także brak lub niska sprawność oczyszczalni ścieków. Podobne czynniki kształtują jakość wody w innych dużych europejskich rzekach, np. w Renie (Van der Weijden, Middleburg, 1989), Rodanie (Santiago i in., 1994), Dunaju (Weilguni, Humpesch, 1999), Łabie (Vink i in., 1999), Sekwanie (Meybeck, 1998, 2002; Billen i in., 2001) oraz innych dużych rzekach na całym świecie (Berner, Berner, 1987, 1996).

DYNAMIKA ZMIAN JAKOŚCI WODY W OKRESIE 1973-2005

Ogólną ocenę zanieczyszczenia wód charakteryzują wartości wskaźników: BZT₅ i ChZT (Mn). Do oceny ilości zanieczyszczeń mineralnych przyjęto wartości stężeń jonów chlorkowych, siarczanowych oraz zawartość substancji rozpuszczonych. Na wielkość zanieczyszczenia biogenami wskazują wartości azotu amonowego i azotanowego oraz fosforanów. Nie dokonano natomiast oceny skażenia bakteriologicznego ze względu na fragmentaryczne dane.

Na wykresach przedstawiono wartości wskaźników w interwałach 5-letnich, jednak zdarzają się liczne odstępstwa od tej reguły, wymuszone brakiem danych w poszczególnych punktach. Uwzględniono także dane z roku suchego (1990) i wilgotnego (1997).

Wartości rocznych ładunków obliczono mnożąc średnie roczne stężenie przez średni roczny przepływ (Cun, Vilagines, 1997) – zaprezentowano jedynie wyniki dla 2 lat charakterystycznych: suchego i mokrego.

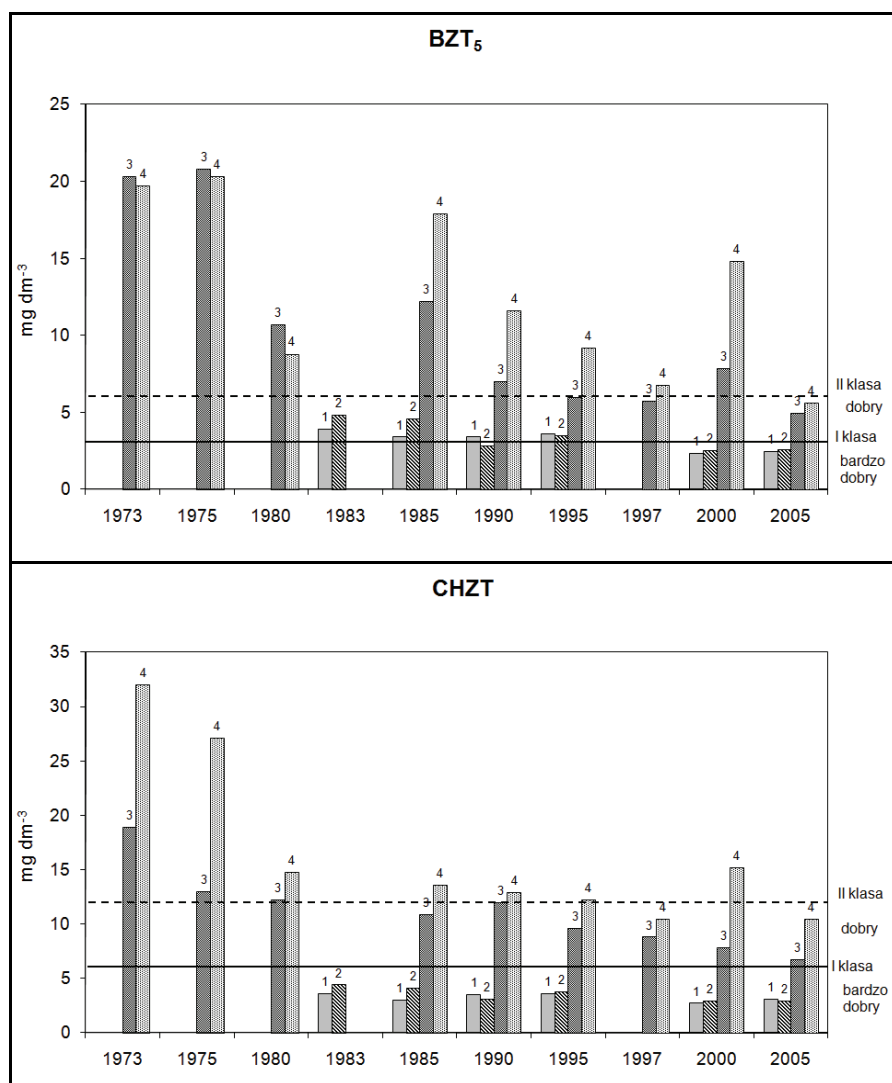
Klasyfikacja jakości wody została przeprowadzona według wytycznych zawartych w Rozporządzeniu Ministra Środowiska (2008), zgodnie z którym dla analizowanych wskaźników określa się jedynie dwie klasy czystości, odpowiadające bardzo dobrej (I klasa) i dobrej (II klasa) jakości.

Zmiany wartości wskaźników zanieczyszczenia BZT₅ i ChZT (Mn)

Przebieg zmian wartości BZT₅ wskazuje na wyraźną poprawę jakości wód badanego odcinka Wisły. Stan czystości wód Wisły w latach 1970. był fatalny. Dane z profili w Jawiszowicach i Bieruniu Nowym wskazują na bardzo wysokie wartości BZT₅ i ChZT (Mn), co uzasadnia przypuszczenie, iż w ówczesnych wodach Wisły znajdowały się duże ilości substancji toksycznych i soli, hamujących przemiany biochemiczne. W latach 1980. wartości ChZT malały (aczkolwiek nierównomiernie), jednak średnie utrzymywały się na granicy wody dobrej jakości (II klasa). Wody spływające Wisłą z terenu Beskidów nie wykazują aż tak wielkich wahań ze względu na

brak dużych ośrodków miejskich i przemysłu na tym obszarze. Większość zanieczyszczeń do Wisły spływa dopływami: Białą, Pszczynką i Gostynią.

W latach 1990. oraz na początku XXI w. wartości nadal maleją, poza wyraźnym „wahnięciem na plus” w profilu Bieruń Nowy w roku 2000 (rys. 2), co było spowodowane modernizacjami oczyszczalni ścieków w zlewni różnicowej. W trakcie modernizacji oczyszczalnie te nie pracowały z pełną wydajnością.



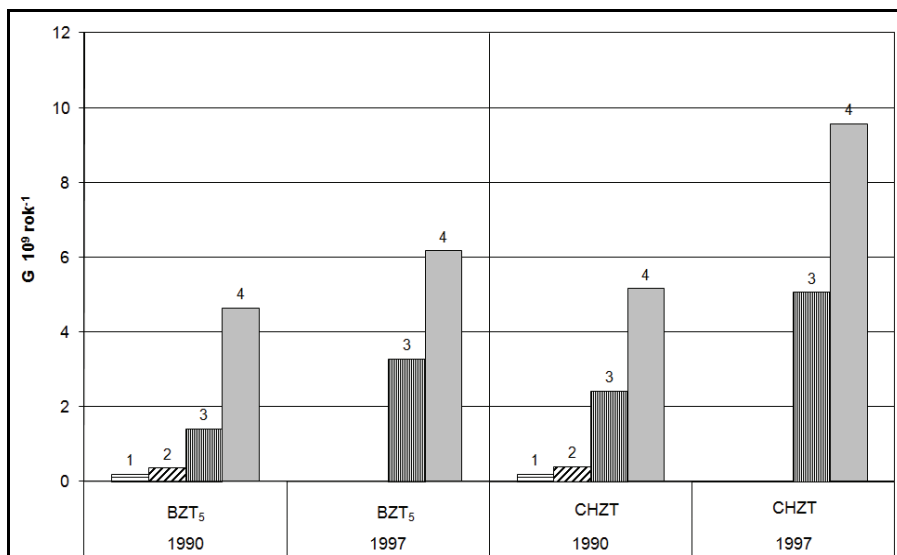
Rys. 2. Zmiany wartości wskaźników BZT₅ i CHZT (Mn):

1 - Ustroń Oblaziec, 2 - Skoczów, 3 - Jawiszowice, 4 - Bieruń Nowy.

Fig. 2. Changes in the values of BOD₅ and COD indices:

1 - Ustroń Oblaziec, 2 - Skoczów, 3 - Jawiszowice, 4 - Bieruń Nowy.

Wartości ładunków BZT₅ i ChZT nie wykazują odchyśleń od prawidłowości – rosną wraz z biegiem rzeki, najwyższe wartości wykazując w profilu Bieruń Nowy (rys. 3).



Rys. 3. Wartości rocznych ładunków BZT₅ i ChZT (Mn) w roku suchym (1990) i mokrym (1997):

1 – Ustroń Oblaziec, 2 – Skoczów, 3 – Jawiszowice, 4 – Bieruń Nowy.

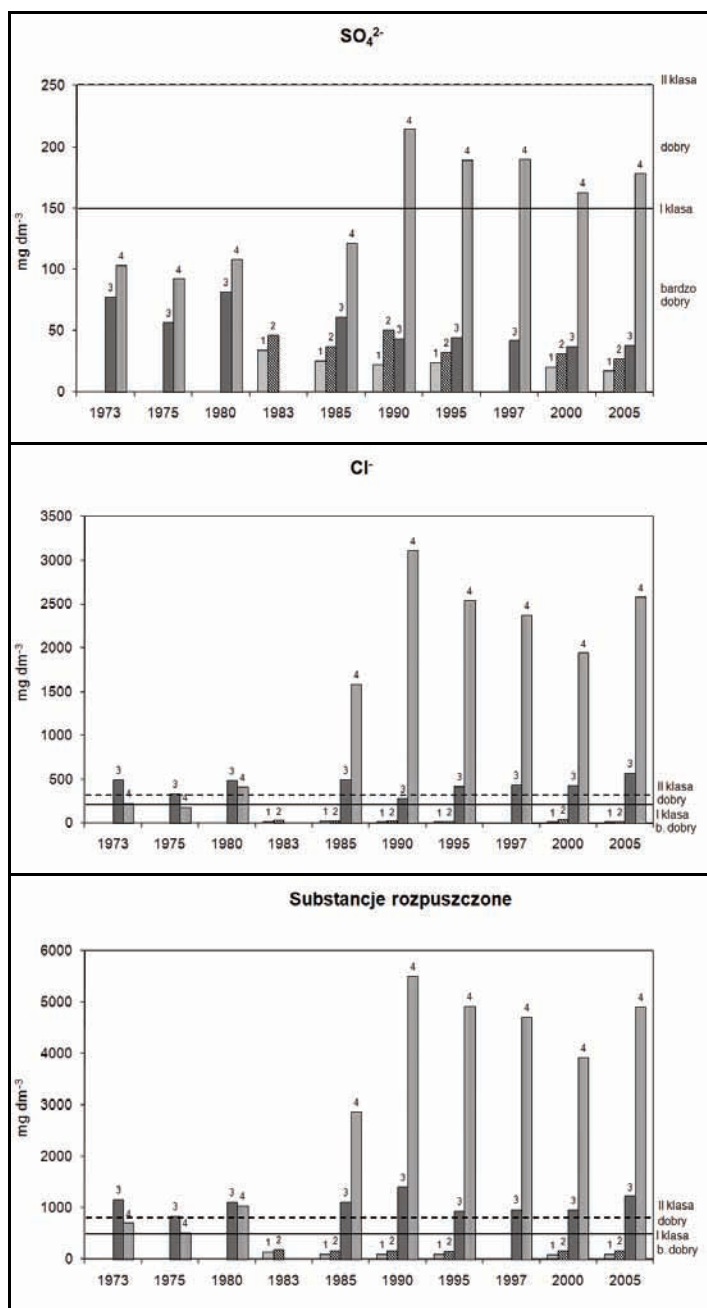
Fig. 3. Values of BOD₅ and COD loads in a dry year (1990) and a wet year (1997):

1 – Ustroń Oblaziec, 2 – Skoczów, 3 – Jawiszowice, 4 – Bieruń Nowy.

Zmiany wartości substancji mineralnych

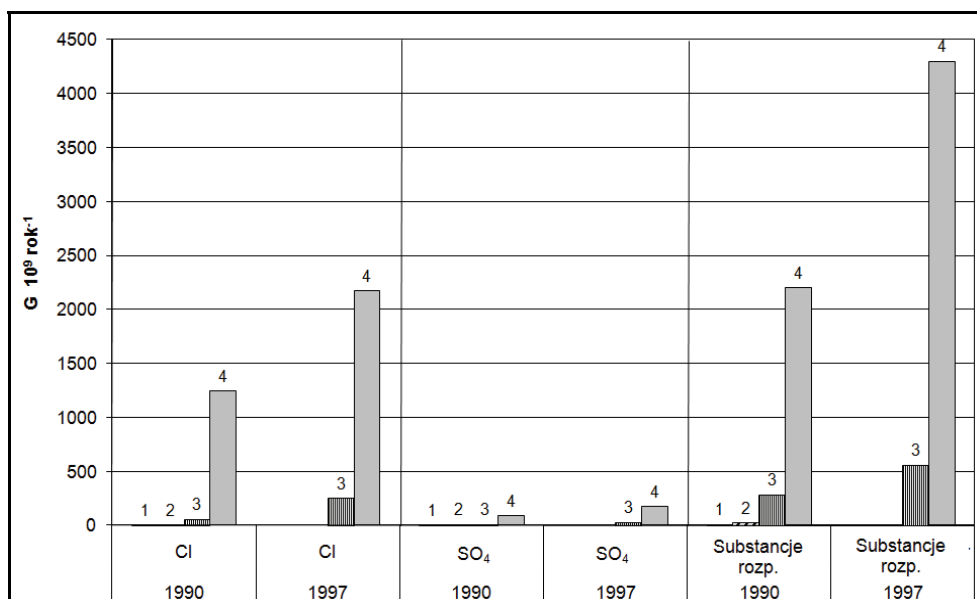
Najwyższe stężenia siarczanów obserwujemy w profilu Bieruń Nowy (92 – 214 mg·dm⁻³). Tak znaczne ilości jonów siarczanowych, to niewątpliwie wpływ odprowadzanych do rzek wód kopalnianych, które docierają do Wisły wraz z wodami jej dopływu – Gostyni (Czaja, Jankowski, 1992). Stężenia siarczanów w profilu Bieruń Nowy rosły aż do roku 1990, po czym zaczęły bardzo nieznacznie spadać, cały czas jednak utrzymując się powyżej 150 mg·dm⁻³ (rys. 4). Ładunki siarczanów rosną wraz z biegiem Wisły (rys. 5).

Wartości stężeń chlorków rosną bardzo wyraźnie w profilu Bieruń Nowy od 1985 roku (rys. 4). Podobnie jak w przypadku siarczanów jest to związane z wodami Gostyni, która odprowadza słone wody pochodzące z odwadniania podziemnych wyrobisk górniczych kopalni węgla kamiennego „Piast”. Stężenia chlorków są bardzo wysokie i zawierają się w przedziale od 183 do 3110 mg·dm⁻³. Dynamika zmian stężeń chlorków od lat 80. XX wieku w poszczególnych punktach jest podobna do dynamiki zmian stężeń siarczanów. Ładunki chlorków rosną wraz z biegiem rzeki, jednak w profilu Bieruń Nowy wzrost jest bardzo znaczący (rys. 5).



Rys. 4. Zmiany stężeń: siarczanów, chlorków i substancji rozpuszczonych:
1 - Ustroń Oblaziec, 2 - Skoczów, 3 - Jawiszowice, 4 - Bieruń Nowy.

Fig. 4. Changes in concentrations: sulphates, chlorides and dissolved matter:
1 - Ustroń Oblaziec, 2 - Skoczów, 3 - Jawiszowice, 4 - Bieruń Nowy.



Rys. 5. Wartości rocznych ładunków chlorków, siarczanów i substancji rozpuszczonych w roku suchym (1990) i mokrym (1997):

1 – Ustroń Oblaziec, 2 – Skoczów, 3 – Jawiszowice, 4 – Bieruń Nowy.

Fig. 5. Values of mineral substances loads in a dry year (1990) and a wet year (1997):

1 – Ustroń Oblaziec, 2 – Skoczów, 3 – Jawiszowice, 4 – Bieruń Nowy.

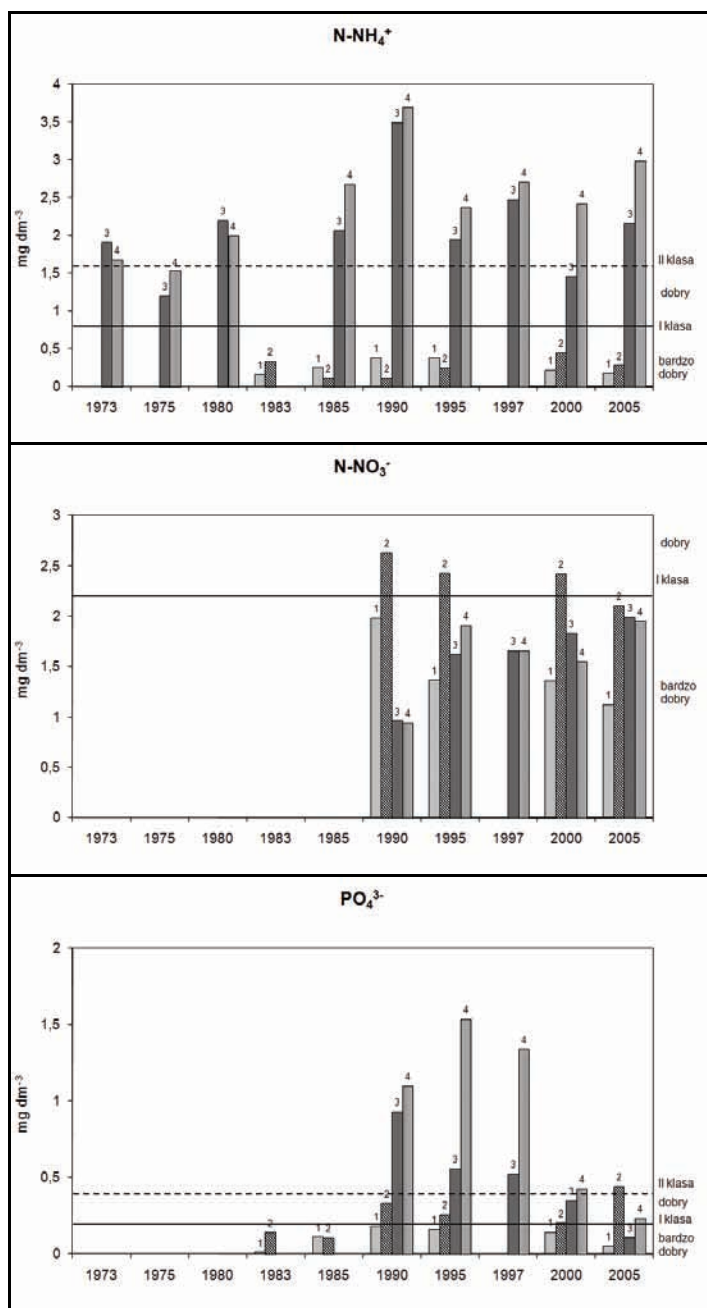
Najwyższe wartości stężeń substancji rozpuszczonych są notowane od 1985 roku w profilu Bieruń Nowy, a wpływ na to ma głównie ten sam czynnik, który odpowiada za wysoką wartość stężeń siarczanów i chlorków w tym profilu – doprowadzanie wraz z wodami Gostyni zasolonych wód z kopalń węgla kamiennego (rys. 4).

Zmiany wartości substancji biogenicznych

Najwyższe wartości stężeń N-NH_4^+ w analizowanym okresie zanotowano w Jawiszowicach i Bieruniu Nowym w roku 1990 (rys. 6). Jedynie w tych profilach notuje się przekroczenia wartości dopuszczalnych dla II klasy czystości. Najwyższe ładunki N-NH_4^+ zanotowano zarówno w roku suchym, jak i mokrym w profilu Bieruń Nowy (rys. 7).

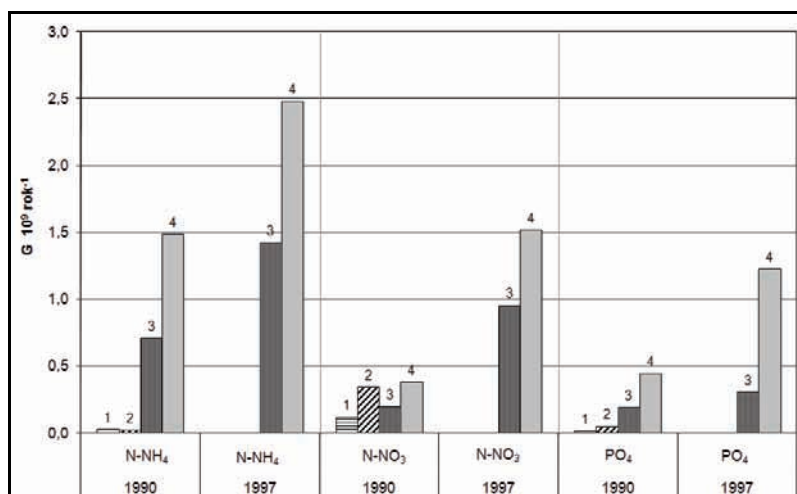
Średnie stężenia N-NO_3^- w całym okresie kwalifikowały wody do I klasy czystości, za wyjątkiem profilu Skoczów, w którym okresowo notowano nieznaczne podwyższenie wartości, kwalifikujące wody do II klasy czystości (rys. 6).

Najwyższe stężenia fosforanów wystąpiły w latach 1990. (rys. 6). Wartości ładunków fosforanów rosną wraz z biegiem rzeki i najwyższe wartości notowane są w profilu Bieruń Nowy (rys. 7).



Rys. 6. Zmiany stężeń: azotu amonowego, azotu azotanowego i fosforanów:
1 - Ustroń Oblaziec, 2 - Skoczów, 3 - Jawiszowice, 4 - Bieruń Nowy.

Fig. 6. Changes in concentrations: ammonia nitrogen, nitrate nitrogen and phosphates:
1 - Ustroń Oblaziec, 2 - Skoczów, 3 - Jawiszowice, 4 - Bieruń Nowy.



Rys. 7. Wartości rocznych ładunków azotu amonowego, azotu azotanowego i fosforanów w roku suchym (1990) i mokrym (1997):

1 - Ustroń Oblaziec, 2 - Skoczów, 3 - Jawiszowice, 4 - Bieruń Nowy.

Fig. 7. Values of loads of biogenic substances in a dry year (1990) and a wet year (1997):

1 - Ustroń Oblaziec, 2 - Skoczów, 3 - Jawiszowice, 4 - Bieruń Nowy.

Zawartości nutrientów w okresie 2000-2005 wyraźnie się zmniejszyły. Stężenia biogenów w wodzie uzależnione są od dopływu ścieków. Nie bez znaczenia jest również dostawa łatwo rozpuszczalnych azotanów, wypłukiwanych z pól uprawnych, a niesionych przez rzeki odwadniające obszary użytkowane rolniczo. Na spadek stężeń biogenów duży wpływ ma również zmniejszenie zużycia nawozów sztucznych oraz zmniejszenie arealów użytkowanych rolniczo, a także budowa nowych i modernizacja istniejących oczyszczalni ścieków.

PODSUMOWANIE

Wody górnej Wisły są szczególnie narażone na zanieczyszczenie przez duże ośrodki miejsko-przemysłowe położone w północnej i wschodniej części zlewni oraz przez użytkowane rolniczo tereny części zachodniej i środkowej.

Odpowiednia jakość wód Wisły jest niezbędna dla gospodarki całego regionu, zaopatrzenia w wodę ludności oraz zapewnienia trwałości zasobów biologicznych. Zrzut ogromnych ładunków zanieczyszczeń powoduje poważne problemy dla użytkowników i konsumentów wody, jak również wpływa na zanieczyszczenie Morza Bałtyckiego.

Czynniki antropogeniczne w górnym odcinku Wisły mają decydujący wpływ na jakość wód. Także duże wahania w przepływie mogą w znacznym stopniu wpływać na jakość wody.

Niniejsze opracowanie wskazuje, że najgorsza jakość wód Wisły była obserwowana u schyłku okresu gospodarki socjalistycznej, a jakość wód poprawiła się znacznie na przełomie XX i XXI wieku, na co wpływ miały następujące czynniki:

- upadek wielu branż i zakładów przemysłowych przyczyniających się do zanieczyszczenia wód, związany z transformacją ustrojową i ekonomiczną;
- działania proekologiczne mające na celu poprawę jakości wód – ilościowy i jakościowy wzrost w zakresie oczyszczania ścieków.

W związku z realizacją planów gospodarowania wodami w dorzeczu, w najbliższej przyszłości należy spodziewać się dalszego uporządkowania gospodarki wodno-ściekowej, natomiast kolejny problem to rozwiązanie kwestii zabezpieczenia wód przed zanieczyszczeniami obszarowymi. Należy skupić się także nad badaniami wpływu na jakość wód wielu niebezpiecznych substancji zgromadzonych przez lata w osadach dennych. nierozwiązanym problemem pozostaje w dorzeczu Wisły odprowadzanie do wód powierzchniowych silnie zasolonych wód dołowych, pochodzących z odwadniania podziemnych wyrobisk górniczych w kopalniach węgla kamiennego. Warto w tym przypadku skorzystać z doświadczeń realizowanych w dorzeczu górnej Odry (Absalon, Matysik, 2007), w którym działa system ochrony hydrotechnicznej, tzw. „Kolektor Olza”, zapewniający utrzymanie w wodach Odry sumarycznego stężenia jonów siarczanowych i chlorkowych nieprzekraczającego 500 mg dm^{-3} .

SUMMARY

THE DYNAMICS OF THE CHANGES IN WATER QUALITY IN THE UPPER SECTION OF THE WISŁA (VISTULA) RIVER IN THE PERIOD 1973-2005

The paper presents the changes in water quality in the upper section of the Wisła (Vistula) river, closed with a gauging station in Bieruń Nowy, in the period of between 1973 and 2005. The issue of water quality is particularly important because ensuring a continuous access to good quality water supplies is a prerequisite for maintaining the existence of living organisms as well as of “the organism of the economy”. Water quality in this section of the Wisła (Vistula) river is a synthesis of a number of natural factors, combined with the strong effects of human pressure. The time span is also interesting in this case because in this period there occurred the system transformation in Poland, which significantly influenced the way the economy functions and environmental protection. The issue of water quality is vital for Poland, where the water supplies are rather scarce when compared with other European countries. Moreover, big pollutant load in this section of Wisła river is a huge problem for water users and consumers, and it is also the source of the Baltic Sea pollution. In the analysed period the indexes of the basic organic and biogenic pollutants decreased significantly. In the course of time we must expect a significant progress in the water and sewage management in the catchment, what will definitely contribute to further improvement in the quality of water in the Wisła river. However, there still remains the problem of saline mine waters, surface washings, as well as drawing the attention to linear pollution sources. Some emphasis should also be put on studying how the numerous hazardous substances that for years have accumulated in bottom sediments may influence the water quality.

LITERATURA

- ABSALON D., MATYSIK M., 2007: *Changes in water quality and runoff in the Upper Oder River Basin*. Geomorphology, 92. Elsevier. s. 106-118.
- BERNER R.A., BERNER, E.K., 1987: *The Global Water Cycle*. Prentice-Hall, New Jersey.
- BERNER R.A., BERNER, E.K., 1996: *Global Environment*. Prentice-Hall, New Jersey.
- BILLEN G., GARNIER J., FICHT A., CUN C., 2001: *Modeling the response of water quality in the Seine River Estuary to human activity in its watershed over the last 50 years*. Estuaries 24. s. 977-993.
- CUN C., VILAGINES R., 1997: *Time series analysis on chlorides, nitrates, ammonium and dissolved oxygen concentrations in the Seine river near Paris*. The Science of the Total Environment 208. s. 59-69.
- CZAJA S., 1999: *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie kornurbacji katowickiej)*. Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- CZAJA S., JANKOWSKI A.T., 1992: *The contribution of mine waters to the discharge and salinity of rivers in Katowice Province*. Archiwum Ochrony Środowiska 2. s. 181-194.
- JANKOWSKI A.T., 1997: *The influence of waters from hard-coal mines on the hydrochemical relations of Upper Silesian Coal Basin (USCB) rivers*. Geogr. Polonica 685. s. 51-64.
- ŁYSIAK-PASTUSZAK E., DRGAS N., PIĄTKOWSKA Z., 2004: *Eutrophication in the Polish coastal zone: the past, present status and future scenarios*. Marine Pollution Bulletin 49. s. 186-195.
- MAKINIA J., DUNNETTE D., KOWALIK P., 1996: *Water pollution in Poland*. European Water Pollution Control vol. 6, 2. s. 26-33.
- MEYBECK M., 2002: *Riverine quality at the Anthropocene: Propositions for global space and time analysis, illustrated by the Seine River*. Aquat. Sci. 64. s. 376-393.
- OBIKŚ KATOWICE: *Monitoring powierzchniowych wód płynących w województwie katowickim i śląskim – dane z lat 1973-1995*.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 20 sierpnia 2008 r. w sprawie sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych. Dz. Ustaw nr 162, poz. 1008.
- SANTIAGO S., THOMAS R.L., LARBAIGT G., CORVI C., ROSSEL D., TARADELLAS J., GREGOR D.J., MCCARTHY L., VERNET J.P., 1994: *Nutrient, heavy metal and organic pollutant composition of suspended and bed sediments in the Rhone river*. Aquat. Sci. 56. s. 220-242.
- VAN DER WEIJDEN C.H., MIDDLEBURG J.J., 1989: *Hydrogeochemistry of the River Rhine: long term and seasonal variability, elemental budgets, base levels and pollution*. Water Research 23. s. 1247-1266.
- VINK R.J., BEHRENDT H., SALOMONS W., 1999: *Point and diffuse source analysis of heavy metals in the Elbe drainage area: comparing heavy metal emissions with transported river loads*. Hydrobiologia 410. s. 307-314.
- WEILGUNI H., HUMPESCH U.H., 1999: *Long-term trends of physical, chemical and biological variables in the River Danube 1957-1995: A statistical approach*. Aquat. Sci. 61. s. 234-259.
- WIOŚ W KATOWICACH: *Oceny jakości wód powierzchniowych wód płynących w punktach pomiarowo-kontrolnych województwa śląskiego w 2000 i 2005 roku – wydruki z wartościami ekstremalnymi*.

Dr Damian Absalon

damian.absalon@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

ANTROPOGENICZNE ZAGROŻENIA WÓD PODZIEMNYCH NA OBSZARACH GÓRNICZYCH NA PRZYKŁADZIE MIASTA JAWORZNO

Damian ABSALON, Magdalena MATYSIK

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Abstrakt: W artykule przedstawiono niektóre zagrożenia wód podziemnych na obszarach będących pod wpływem silnej antropopresji związanej z działalnością górniczą. Górnictwo głębinowe (eksploatacja węgla kamiennego oraz rud cynku i ołowiu) i odkrywkowe (eksploatacja piasku) doprowadziła do znacznych przekształceń w środowisku wód podziemnych. Zaprzestanie bądź zmniejszenie aktywności górniczej rodzi nowe problemy dla obszarów zurbanizowanych – w miejscach objętych lejami depresji związanych z odwodnieniami po kilkudziesięciu latach ponownie pojawiają się płytkie wody gruntowe. Szczegółowe rozważania przedstawiono na przykładzie jednej z dzielnic Jaworzna – miasta w znacznym stopniu „dotkniętego” przez intensywną działalność górniczą i przemysłową.

Słowa kluczowe: wody podziemne, zagrożenia antropogeniczne, obszary górnicze, antropopresja.

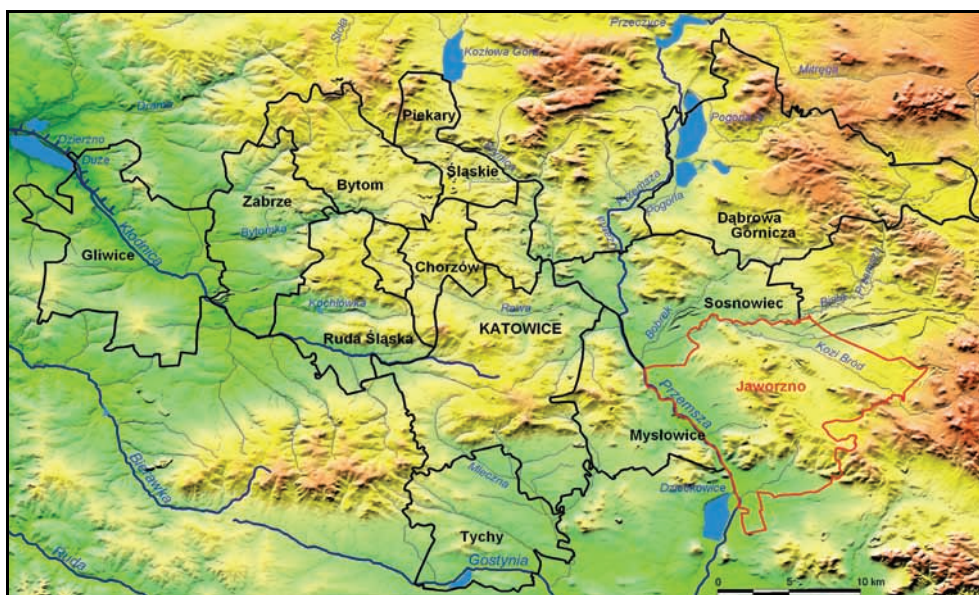
WSTĘP

Jaworzno zajmuje powierzchnię 152,7 km². Jest miastem na prawach powiatu (powiatem grodzkim), położonym we wschodniej części województwa śląskiego, na pograniczu historycznych regionów: Górnego Śląska i Małopolski (rys. 1).

Obszar miasta położony jest na terenie 2 mezoregionów wchodzących w skład Wyżyny Śląskiej (Kondracki, 1994): Wyżyny Katowickiej (341.13) oraz Pagórów Jaworznickich (341.14). Natomiast według podziału dokonanego przez M. Klimaszewskiego (1972) Jaworzno położone jest w obrębie następujących jednostek geomorfologicznych: Kotlina Biskupiego Boru, Kotlina Mysłowicka, Rów Chrzanowski, Zrębowe Pagóry Imielińskie, Niecka Wilkoszyńska, Garb Jaworznicki, Garb Ciężkowicki.

Wyżyna Katowicka jest środkową częścią Wyżyny Śląskiej, zbudowaną ze skał wieku karbońskiego, zawierających bogate złoża węgla kamiennego. Na nich zalegają dolomity i wapienie środkowego triasu, które od północy i wschodu tworzą zwarte wzniesienia Garbu Tarnogórskiego. Pagóry Jaworznickie położone są na południowy-wschód od Wyżyny Katowickiej, stanowiąc ciąg zrębów tektonicznych zbudowanych z wapieni triasowych. W ich obrębie można wyróżnić mniejsze jednostki, m. in.: Pagóry Jeleniewskie i Pagóry Ciężkowickie, osiągające wysokości ponad 300 m n.p.m. Rozdzielają je kotliny wypełnione piaskami czwartorzędowymi. Największa z nich to Kotlina Chrzanowska, stanowiąca przedłużenie tektonicznego Rowu Krzeszowickiego. Pagóry Jaworznickie zamykają od południa Nieckę Mysłowic-

ką i Pustynię Błędowską, od wschodu sąsiadują z Garbem Tenczyńskim, Rowem Krzeszowickim i Wyżyną Olkuską, natomiast od południa z Kotliną Oświęcimską.



Rys. 1. Jaworzno na tle Górnośląskiego Związku Metropolitalnego (podkład stanowi numeryczny model terenu NMT opracowany na podstawie danych DTED).

Fig. 1. Jaworzno against the background of the Metropolitan Association of Upper Silesia (the underlay is the digital terrain model DTM based on DTED data).

Źródło (Source): Absalon D, 2008: Rzeki na obszarze GZM (zmienione).

Z zalegających w podłożu skał karbońskich wydobywany jest węgiel kamienny. Dlatego też region ten uległ podobnym przekształceniom antropogenicznym jak Wyżyna Katowicka (Absalon i in., 1995).

W artykule przedstawiono niektóre zagrożenia wód podziemnych na obszarach będących pod wpływem silnej antropopresji związanej z działalnością górniczą. Górnictwo głębinowe (eksploatacja węgla kamiennego oraz rud cynku i ołowiu) i odkrywkowe (eksploatacja piasku) doprowadziła do znacznych przekształceń w środowisku wód podziemnych. Zaprzymanie bądź zmniejszenie aktywności górniczej rodzi nowe problemy dla obszarów zurbanizowanych – w miejscach objętych lejami depresji po kilkudziesięciu latach ponownie pojawiają się płytkie wody gruntowe.

Do szczegółowych rozważań wybrano Ciężkowice, dzielnicę Jaworzna, w której zjawisko zawodnień powierzchni terenu dotyka obszarów zabudowy mieszkaniowej. W celu oceny warunków występowania pierwszego poziomu wód podziemnych na terenie Ciężkowic w czerwcu i lipcu 2007 r. przeprowadzono badania terenowe: pomiary głębokości występowania wód podziemnych w studniach kopanych i płytkie sondowania na terenach pozbawionych studni oraz wywiady hydrologiczne.

ne na temat wahań zwierciadła wód podziemnych. W efekcie uzyskano dane o głębokości występowania wód podziemnych w 90 obiektach. W trakcie prac terenowych zinventaryzowano również naturalne i sztuczne ciek i oraz zbiorniki wodne.

WODY POWIERZCHNIOWE

Obszar Ciężkowic należy do systemu Wisły (tzw. Małej Wisły) i obejmuje fragment dorzecza Przemszy. Sieć rzeczną stanowią niewielkie ciek i, z których najważniejszy, przepływający w północno-wschodniej części obszaru, Kozi Bród prowadzi swoje wody do Białej Przemszy. Dopływem Koziego Brodu jest lewobrzeżny Łużnik, odwadniający z kolei południowo-zachodnią część terenu. Sieć rzeczną uzupełniają niewielkie bezimienne ciek i naturalne oraz sztuczne (rowy). Największa gęstość sieci hydrograficznej występuje w północnym fragmencie analizowanego terenu. Z kolei cała południowa, wyniesiona część obszaru jest praktycznie pozbawiona powierzchniowej sieci hydrograficznej, głównie ze względu na litologię terenu, zbudowanego w przewadze z silnie uszczelinionych skał węglanowych. Sieć hydrograficzną uzupełnia jeden niewielki zbiornik wodny (1,7 ha) o charakterze rekreacyjnym, utworzony na prawym brzegu Koziego Brodu, w północno-wschodnim fragmencie obszaru.

Sieć hydrograficzna rejonu Ciężkowic nie jest objęta stałymi obserwacjami hydrometrycznymi, lecz analiza mapy hydrograficznej (Absalon i in., 2003) oraz badania terenowe przeprowadzone w czerwcu i lipcu 2007, pozwalają na stwierdzenie, że Kozi Bród prowadzi przeciętnie około $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, zaś Łużnik około $0,025 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Z kolei analiza danych dotyczących całego dorzecza Białej Przemszy pozwala na stwierdzenie, że na terenie tym nieznacznie przeważa odpływ półrocz zimowego (listopad-kwiecień). W przebiegu odpływu w ciągu roku zaznacza się jedno wezbranie wiosenne z maksimum w marcu, zaś minimum odpływu przypada na wrzesień.

Stosunkowo wyrównany przebieg odpływu w ciągu roku, wyraźnie podwyższone przepływy minimalne oraz niewielka wartość współczynnika nieregularności świadczą o dużym udziale zasilania podziemnego, a także o wpływie czynników antropogenicznych.

WODY PODZIEMNE

Poziom wodonośny wapienia muszlowego

Jest to kompleks dolomitów kruszczonośnych i diploporowych. Warstwę podścielającą tworzą wapienno-margliste utwory warstw gogolińskich. Miąższość poziomu sięga około 100 m, a głębokość zalegania wód podziemnych od kilku do 30 m. Na terenie Jaworzna poziom jest eksploatowany poprzez ujęcia: Galmany i Bielany. Poziom ten był odwadniany przez kopalnię dolomitu „Gródek” za pomocą bariery studzien. Ilość pompowanych wód wynosiła średnio około $310 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$.

Poziom wodonośny retu

Poziom ten występuje w spękanych i jamistych dolomitach warstw błotniczych oraz porowatych dolomitach górnej części retu. W Niecce Wilkoszyńskiej ma on większe rozprzestrzenienie niż poziom wapienia muszlowego, ale gorsze parametry hydrogeologiczne. Współczynnik filtracji wynosi od 4,7 do $5,1 \cdot 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{min}^{-1}$. Miąższość tej warstwy sięga 20-30 m. Wody poziomu są eksploatowane przez ujęcie „Dobra”.

Margliste utwory warstw gogolińskich na znacznych przestrzeniach uległy dolomityzacji, redukcji lub zdyslokowaniu, w wyniku czego brak pełnej izolacji pomiędzy poziomami wapienia muszlowego i retu, co wraz z występowaniem połączeń tych poziomów wyrobiskami górniczymi i źle zlikwidowanymi otworami wiertniczymi spowodowało, że poziomy wapienia muszlowego i retu traktuje się jako jeden system krążenia wód podziemnych.

Zwierciadło wody podziemnej w części północnej i na skrzydłach niecki ma charakter swobodny, a w części centralnej i południowej, gdzie poziom jest izolowany od powierzchni, ma ono charakter napięty. Zasilanie zachodzi na drodze infiltracji opadów w obrębie wychodni, przesiąkania z nadległych utworów czwartorzędu, dopływów z piętra wodonośnego karbonu oraz w wyniku infiltracji wód z cieków powierzchniowych i dopływów bocznych. Spływ wód następuje w kierunku osi niecki.

Kompleks ten jest również drenowany przez działalność kopalni rud cynku i ołowiu „Trzebionka”, zlokalizowanej poza granicami Jaworzna. Wpływ ten uwiadamiał się do niedawna w kształcie hydroizohips i kierunkach przepływu wód podziemnych, ale obecnie przebieg hydroizohips nie odzwierciedla tego drenażu w granicach miasta (Razowska-Jaworek i in., 2006).

Piętro wodonośne karbonu

Piętro wodonośne karbonu występuje na całym obszarze Jaworzna. Generalnie zawodnione są kompleksy piaskowcowe, które tworzą odrębne poziomy wodonośne rozdzielone pokładami węgla oraz warstwami ilowców i mułowców. Izolacja ta nie wykazuje ciągłości w rejonach wyklinowań tych skał oraz w strefach uskoków i spękań, które są miejscami kontaktów hydraulicznych pomiędzy poziomami wodonośnymi. Obszar Jaworzna znajduje się w odkrytym regionie hydrogeologicznym, gdzie strefy zasilania i drenażu karbońskich kompleksów wodonośnych występują na powierzchni terenu. Jest to strefa aktywnej wymiany wód opadowych, w której biorą udział przepuszczalne utwory czwartorzędu, triasu i stropowe ogniwa karbonu. W strefie tej największe zasilanie poziomów karbońskich następuje przez wodonośne utwory czwartorzędowe wypełniające dolinę Przemszy i Białej Przemszy. Natomiast mniej intensywne jest zasilanie poprzez utwory triasowe ze względu na ich wykształcenie litologiczne. Podstawą drenażu jest dolina Przemszy. Generalnie system ten charakteryzuje się znacznymi szybkościami przepływu wód i odnawialnością ich zasobów.

Opisany system wodonośny uległ zmianie wskutek prowadzonej na terenie Jaworzna działalności górnictwa podziemnego. Tak jak w przypadku innych obszarów górniczych (Kowalczyk, 2005a,b) nastąpił aktywny drenaż wód wyrobiskami górniczymi kopalń węgla kamiennego, wskutek czego: wzrosły prędkości przepływu wody, a ich kierunek został wymuszony ku najgłębszym rozcięciom złoża; obniżyła się głębokość aktywnej wymiany wód opadowych. Aktualnie podstawę drenażu karbońskiego systemu wodonośnego stanowią główne wyrobiska górnicze czynnych i nieczynnych zakładów górniczych, do których należą rozcięte wyrobiskami złoża węgla kamiennego znajdujące się pod powierzchnią obszaru administracyjnego Jaworzna. Utworami, które gromadzą i przewodzą wodę są piaskowce i żwirowce występujące w profilu geologicznym piętra wodonośnego karbonu. Tworzą one poziomy wodonośny należący w opisywanym rejonie do dwóch serii litostratygraficznych: krakowskiej serii piaskowcowej i serii mułowcowej.

Krakowska seria piaskowcowa obejmuje warstwy łaziskie, które zalegają na przeważającej części charakteryzowanego obszaru. Wykształcone są w postaci grubych kompleksów piaskowcowo-zlepieńcowych, których udział w profilu litologicznym stanowi ponad 90% ogólnej miąższości (Razowska-Jaworek i in., 2006).

Seria mułowcowa obejmuje warstwy orzeskie, w których występują liczne piaskowce o miąższości najczęściej nieprzekraczającej kilkunastu metrów. Piaskowce średnioziarniste, miejscami spękane, stanowią 30% ogólnej miąższości serii. Osady te posiadają swe wychodnie w skrajnie północnej części miasta. Generalnie należą do utworów mniej przepuszczalnych i wodonośnych.

Do całej otwartej przestrzeni dopływają wody z utworów nadkładu i karbonu. Woda dopływająca do wyrobisk spływa grawitacyjnie do punktów zbiorczych w głównych chodnikach, skąd dalej rurociągami jest odprowadzana do zbiorników głównego odwadniania i wypompowywana na powierzchnię szybami. Zakłady górnicze opisywanego rejonu należą do najwyższej klasy zawodnienia kopalń, a Zakład Górniczy „Sobieski” posiada obecnie najwyższy dopływ z kopalń węgla kamiennego w Polsce, wynoszący $57 \text{ m}^3 \cdot \text{min}^{-1}$ ($3420 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$).

Charakterystyka pierwszego poziomu wodonośnego

Na terenie Jaworzna przeciętne wartości rzędnych pierwszego poziomu zwierciadła wód podziemnych wynoszą 250-280 m n.p.m. Kierunki przepływu wód w płytkim poziomie wodonośnym są uzależnione od lokalnego spadku terenu, generalnie ze wschodu na zachód i północ do dolin rzecznych i kopalni piasku.

Obszary zasilania pierwszego poziomu wodonośnego występują na całym terenie jego występowania, natomiast ośrodkami drenażu są rzeki: Przemsza i Biała Przemsza oraz ujęcia wód podziemnych oraz kopalnie węgla kamiennego i piasku podsadzkowego (Razowska-Jaworek i in., 2006).

Północno-wschodnia oraz północna część Jaworzna (Kotlina Biskupiego Boru) objęta jest lejem depresyjnym związanym z eksploatacją piasków podsadzkowych w kopalni „Szczakowa”. Lej ten wytworzony jest w obrębie utworów czwartorzędowych.

Południowo-wschodnia część miasta (głównie centralna część Niecki Wilkowskiej) objęta była lejem związanym z odwodnieniem kopalni rud cynku i ołowiu „Trzebionka” (lej w utworach triasowych). Obecnie na terenie miasta nie uwidacznia się obniżenie zwierciadła wody spowodowane drenującą działalnością kopalni „Trzebionka” (Razowska-Jaworek i in., 2006).

Lej depresyjny związany z drenażem karbońskiego piętra wodonośnego obejmuje cały obszar Jaworzna. Aktualnie, w wyniku ograniczenia lub zaprzestania odwadniania frontów eksploatacyjnych kopalń obserwuje się proces napływu wód podziemnych, w miejsce wytworzonego wcześniej leja depresyjnego. Skutkuje to stałym lub okresowym podtapianiem terenów, np. w lasach Podłęża oraz na terenach zabudowanych w Ciężkowicach, Byczynie i Jeleniu (Razowska-Jaworek i in., 2006).

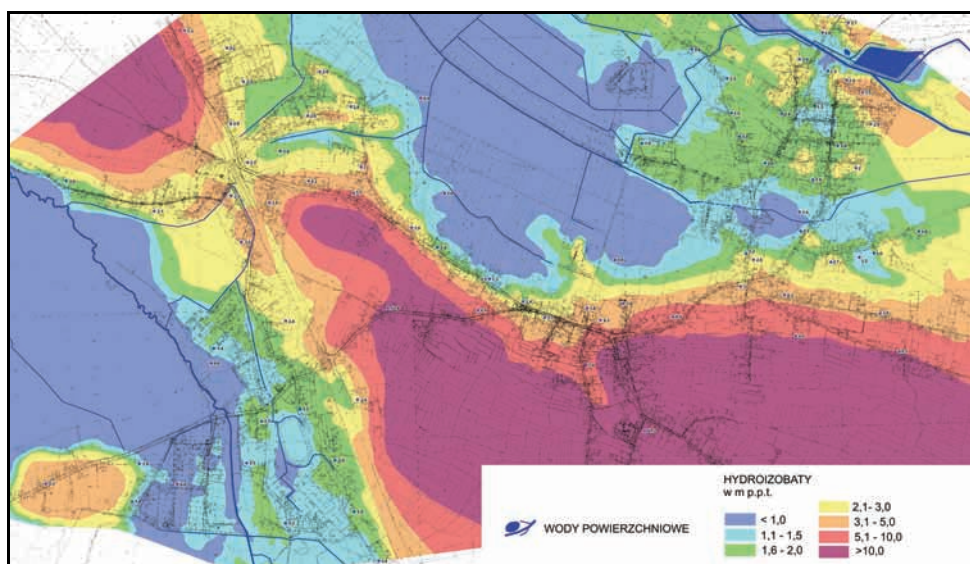
WYNIKI BADAŃ

Naturalne cechy budowy geologicznej oraz rzeźby terenu sprzyjały powstaniu w przeszłości na rozległych, płaskich obniżeniach dolin Koziego Brodu i Łużnika licznych mokradeł oraz terenów charakteryzujących się płytkim zaleganiem wód gruntowych. Obszary te wpływały bardzo korzystnie na stabilizację przepływów w rzekach. Przeprowadzone następnie melioracje oraz drenaż technologiczny (odwadnianie wyrobisk) w kopalniach głębinowych i odkrywkowych, działalność ujęć wód podziemnych, a także rozwój zabudowy doprowadziły do znaczącego ograniczenia retencji gruntowej. Szybszy, przy ograniczeniu infiltracji do gruntu, odpływ wód opadowych, a także silny drenaż górniczy wpływają bardzo niekorzystnie na reżim hydrologiczny rzek, powodując znaczne ograniczenie zasilania gruntowego. Prowadzi to do pojawiania się głębokich niżówek, a nawet okresowego wysychania koryt. Z kolei w warunkach intensywnych opadów (deszcze rozlewne i nawalne) występują zagrożenia powodziowe ze strony przepelnionych koryt rzecznych oraz powstawanie podtopień w wyniku spływu powierzchniowego wód opadowych. W związku z częściowym ograniczeniem działalności górniczej zagrożenia związane z podtopieniami mogą także powstawać w związku z wypełnianiem się funkcjonujących od kilkudziesięciu lat lejów depresji.

Pomiary terenowe wykonywane na przełomie czerwca i lipca 2007 przypadły na okres bardziej suchy w stosunku do średniej wieloletniej, co miało wpływ na głębokość występowania wód podziemnych, szczególnie tych płytkich o charakterze wierzchówkowym. Pierwszy poziom wód podziemnych na terenie Ciężkowic zaprezentowano za pomocą mapy hydroizobat, które powstały w wyniku interpolacji i interpretacji danych z pomiarów i prac terenowych. Model zwierciadła wód podziemnych został wykonany w oparciu o sporządzony wstępnie numeryczny model terenu o wysokiej rozdzielczości. Wszystkie punkty terenowe były precyzyjnie lokalizowane za pomocą odbiornika GPS, następnie sporządzono bazę danych pomiarowych z wykorzystaniem narzędzi GIS. Numeryczny model terenu oraz dane pomiarowe pozwoliły na wykonanie interpolacji i ostateczne opracowanie modelu zwierciadła wód podziemnych (wykorzystano oprogramowanie Vertical Mapper).

Warunki występowania pierwszego poziomu wodonośnego na terenie Ciężkowic są zróżnicowane ze względu na skomplikowaną budowę geologiczną, morfologię terenu i przeobrażenia antropogeniczne (leje depresyjne, rowy melioracyjne).

Głębokość do pierwszego poziomu zwierciadła wody od powierzchni terenu przedstawiono za pomocą hydroizobat o wartościach: 1, 1,5, 2, 3, 5 i 10 m (rys. 2). Z danych pomiarowych wynika, że w zdecydowanej większości obiektów wody występują na głębokości do 3 m – zwierciadło na tej głębokości występowało w 69 obiektach, co stanowi prawie 77% wszystkich zmierzonych studni i odwiertów. Zaledwie 8 obiektów cechowało bardzo płytkie występowanie wód (<1,0 m), w 2 obiektach woda występowała na głębokości powyżej 10,0 m, zaś 3 studnie były suche (tab. 1). Najwyższy poziom wód podziemnych – 0,6 m stwierdzono w odwiercie wykonanym w rejonie ul. Bartniczej, zaś najniższy w studni przy ul. Klinowej 2 – 11,4 m. Wysokość położenia zwierciadła wody podziemnej nad poziomem morza wyrażona wartościami hydroizohips wahała się od 277,4 do 297,5 m.



Rys. 2. Model zwierciadła wód podziemnych na terenie Jaworzna-Ciężkowic (skala 1:30 000).

Fig. 2. The model of groundwater-table in the Jaworzno-Ciężkowice area (scale 1:30 000).

Analiza mapy pozwala na stwierdzenie, że głębokość zalegania pierwszego zwierciadła wody na analizowanym terenie jest bardzo zróżnicowana i zależy przede wszystkim od budowy geologicznej, rzeźby terenu oraz czynników antropogenicznych (sumaryczne i lokalne leje depresyjne, drenujące, bądź infiltracyjny charakter cieków i rowów melioracyjnych). W dolinach Koziego Brodu i Łuźnika zwierciadło wody zalega płytko, z reguły nie przekraczając głębokości 1 m.

Ze względu na zmianę charakteru wodonośca, z porowego w piaskach i żwirach czwartorzędowych na szczelinowo-krasowy w dolomitach i wapieniach triasu, izoliny mogą być załamane na granicy tych ośrodków skalnych, gdyż w utworach

węglanowych zwierciadło wód podziemnych zalega niżej. W rejonach, gdzie poziomy czwartorzędowy jest izolowany od poziomu triasowego mogą występować zawieszone poziomy wodonośne ze stosunkowo wysokimi rzędnymi zwierciadła wody, z tendencjami do podtopień w okresie wzmożonych opadów atmosferycznych czy topnienia śniegu. Dotyczy to szczególnie terenów o zwierciadło wód podziemnych położonym na głębokości do 1,5 m. Kierunki przepływu wód w płytkim poziomie wodonośnym są uzależnione od lokalnych spadków terenu, generalnie jednak w kierunku dolin rzecznych.

Tabela 1. Frekwencja głębokości zalegania zwierciadła wód podziemnych na terenie Cieżkowic.

Table 1. Frequency of groundwater depth in the Cieżkowice area.

Głębokość zwierciadła wody w m	Liczba obiektów	Frekwencja
0-1,0	8	9,2
1,1-1,5	20	23,0
1,6-2,0	20	23,0
2,1 - 3,0	21	24,1
3,1 - 5,0	8	9,2
5,1 - 10,0	8	9,2
powyżej 10,0	2	2,3
Razem	87	100,0

Reasumując, wody podziemne na terenie Cieżkowic występują w piętrach wodonośnych czwartorzędu, triasu i karbonu. Prawidłowe zaklasyfikowanie wód podziemnych jest trudne ze względu na dużą liczbę rodzajów i złożoność hydrogeologiczną, wyrażającą się w układzie wzajemnych powiązań hydrodynamicznych wodonośców.

Wody wierzchówkowe (hipodermiczne) występują płytko pod powierzchnią terenu. Na ogół nie tworzą ciągłego horyzontu wodonośnego, zasilając cieki okresowe i mokradła. Wahanie ich zwierciadła są znaczne, uzależnione od opadów; w okresach posusznych studnie zasilane z tego poziomu mogą wysychać. Warstwa wodonośna jest zbudowana z reguły ze skał luźnych i pozbawiona izolacji od powierzchni. Wody o tym charakterze występują w północnej i południowo-zachodniej części terenu Cieżkowic. Brak studni na znacznych połaciach nie pozwala na precyzyjne rozpoznanie, jednak wykonane pomiary i sondowania świadczą o dużej zmienności i zróżnicowaniu głębokości występowania wód tego poziomu. Jest to spowodowane m. in. lokalnym podesłaniem iłem lub gliną i tworzeniem się poziomów wodonośnych o charakterze zawieszonym.

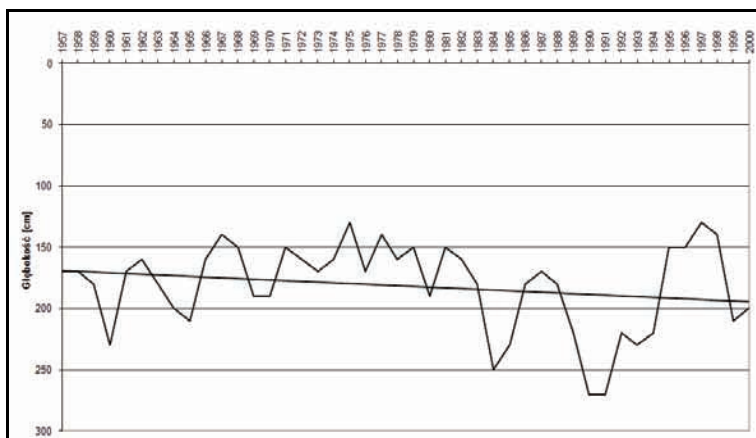
Wody gruntowe z kolei tworzą z reguły ciągle horyzonty wodonośne. Zwierciadło wody układa się przeważnie współkształtnie z rzeźbą terenu. Wody gruntowe na rozpatrywanym terenie występują przede wszystkim w miąższych czwartorzędowych osadach piaszczystych, związanych z plejstoceniową równiną denudacyjną rozlokowaną między północno-wschodnim a południowo-zachodnim pasmem Pagórów Jaworznickich. Wody te występują także w utworach piaszczystych den dolin rzecznych: Łuźnika i Koziego Brodu, oraz w strefie martwego przełomu Łuźnika, który jest śladem starego spływu z okresu, kiedy rzeka ta nie przełamała się jeszcze przez Pagóry Jaworznickie w rejonie Szczakowej. Wody podziemne poziomu czwar-

torzędowego są zasilane na drodze bezpośredniej infiltracji opadów atmosferycznych, stąd znaczna jego wrażliwość na zmiany wielkości opadów.

W wyżej położonych partiach Ciężkowic wody pierwszego poziomu występują w utworach triasu, zarówno w poziomie wapienia muszlowego, jak i retu, które z racji licznych połączeń hydraulicznych spowodowanych działalnością antropogeniczną, często jest traktowany jako jeden poziom. Poziom ten ma charakter szczełinowo-krasowy. Charakteryzują go zróżnicowane wartości współczynnika filtracji, które wynoszą od 2,5 do $2,0 \cdot 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{min}^{-1}$ (Kotlicka, Młynarczyk, 1995).

Obszary zasilania pierwszego poziomu wodonośnego występują na całym terenie jego występowania, natomiast ośrodkami drenażu są: Łużnik i Kozi Bród oraz leje depresji związane z kopalniami (piasku podsadzowego „Szczakowa, nieczynnej kopalni węgla kamiennego „Siersza”, kopalni rud cynku ołowiu „Trzebionka”) oraz ujęć wód podziemnych.

Analiza trendów zmian poziomów lustra wody została przeprowadzona na podstawie interpretacji informacji archiwalnych i publikowanych (posterunek IMGW Ciężkowice). W latach 1957-2000, średnia amplituda roczna wahań zwierciadła wody w studni obserwowanej przez IMGW w Ciężkowicach wynosiła 1,40 m (rys. 3). Widoczny jest lekki trend spadkowy. Głębokości zwierciadła wody wynosiły od 1,30 m (1975 i 1997 r.) do 2,70 m (1990 i 1991 r.).



Rys. 3. Dynamika zwierciadła wody w studni – posterunku IMGW w Ciężkowicach w latach 1957-2000.

Fig. 3. Changes of groundwater – table in a well (IMGW station Ciężkowice) in the years 1957-2000.

Z informacji uzyskanych w trakcie prac terenowych wynika, że generalnie najwyższe stany wód podziemnych obserwowano podczas powodzi lipcowej w 1997 roku – nie zostały one jednak udokumentowane pomiarami. Z kolei największe głębokości zwierciadła wód podziemnych były związane ze zjawiskiem głębokiej suszy hydrologicznej pierwszej połowy lat 90. ubiegłego wieku.

Trendu wzrostowego poziomu zwierciadła wody należy się spodziewać na terenach, w których poziom wodonośny podlegał drenażowi górniczemu KWK „Siersza”, która zaprzestała eksploatacji (wypełnienie leja depresji jest szacowane na rok 2011).

Tabela 2. Różnice wyników pomiarów głębokości zwierciadła wody podziemnej w studniach (czerwiec-lipiec 2007/październik 2006).**Table 2.** Differences in measurements of groundwater depth in wells (June-July 2007/October 2006).

Nr	Głębokość do wody w m (czerwiec-lipiec 2007)	Głębokość do wody w m (październik 2006)*	Różnica w m (2006-2007)
1.	1,2	1,2	0,0
2.	1,1	1,2	+0,1
3.	1,5	1,6	+0,1
4.	2,4	2,4	0,0
5.	2,1	1,9	-0,2
6.	5,1	1,7	-3,4
7.	2,2	2,4	+0,2
8.	2,0	3,0	+1,0
9.	4,2	4,7	+0,5
10.	3,8	4,4	+0,6
11.	3,0	3,0	0,0
12.	2,0	2,0	0,0
13.	4,5	4,8	+0,3
14.	9,5	9,4	-0,1
15.	4,2	3,3	-0,9
16.	11,4	12,4	+1,0
17.	11,2	11,7	+0,5
18.	1,6	1,4	-0,2
19.	2,0	1,9	-0,1
20.	2,9	2,9	0,0

*wg L. Razowska-Jaworek i in., (2006).

Badaniami terenowymi objęto także 20 studni, w których dokonano wcześniejszych pomiarów w październiku 2006 roku (Razowska-Jaworek i in., 2006). W połowie porównywanych obiektów stwierdzono brak różnic lub niewielkie różnice w poziomie wody, rzędu – 0,1-0,2 m. W 9 studniach stwierdzono wyższy, a w 6 niższy poziom wód podziemnych w stosunku do października 2006. W 4 studniach zmiany poziomu wody w obu okresach są znaczne (tab. 2). Dwukrotne pomiary nie pozwalają niestety na wysnucie miarodajnych wniosków, jednak najbardziej prawdopodobne przyczyny największych zmian mają podłoże antropogeniczne.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Na terenie Jaworzna nakładają się na siebie wszystkie negatywne skutki działalności kopalnictwa, przemysłu i rolnictwa. W wyniku eksploatacji górniczej węgla, rud cynku i ołowiu oraz piasku podsadzkowego, powierzchnia miasta ulega dynamicznym zmianom. Wpływ czynników antropogenicznych, takich jak: powstanie lejów depresji związanych z odwadnianiem podziemnych i odkrywkowych wyrobisk kopalnianych, odprowadzanie znacznych ilości ścieków, pobory wód powierzchniowych i podziemnych powodują zaburzenia zarówno w naturalnym reżimie cieków powierzchniowych jak i w środowisku wód podziemnych. Eksploatacja wyrobisk górniczych często powo-

duje zmianę charakteru rzek z drenującego na infiltracyjny (Żabnik), obniżenie zwierciadła wód podziemnych, a nawet całkowity jego zanik wskutek zarówno odwodnień prowadzonych w różnych formacjach geologicznych, jak też uaktywnienia podziemnych przepływów w kanałach i szczelinach krasowych. Zjawisko obniżania się zwierciadła wody w płytkich poziomach potęguje susza hydrologiczna obserwowana w ostatnich latach na obszarze południowej Polski, której skutkiem jest spadek zwierciadła wody także w studniach zlokalizowanych poza zasięgiem drenażu kopalnianego.

Wieloletnie działanie systemu odwadniania eksploatowanego złoża piasków doprowadziło do powstania leja depresyjnego w utworach czwartorzędowych, w którego obrębie znajdują się częściowo istniejące cieki powierzchniowe. Powoduje to infiltrację wody do wyrobisk, a zmniejszenie przepływów uwidacznia się w nieuszczelnionych korytach rzek, np.: Białej Przemszy, Koziego Brodu, Żabnika. Równocześnie maleje spływ powierzchniowy w tych częściach zlewni cieków, które znajdują się w zasięgu drenującego oddziaływania kopalń.

Eksploatacja górnicza ZG „Sobieski” powoduje powstawanie na powierzchni terenu deformacji nieciągłych w postaci rozległych niecek osiadań. Proces powstawania niecek osiadań w sposób niekorzystny odbija się na stosunkach wodnych panujących głównie w czwartorzędowym piętrze wodonośnym. W części południowo-wschodniej obszaru górniczego, maksymalne obniżenia terenu wynoszą w granicach 3-5 m. W części tego obszaru występują liczne wyniesienia morfologiczne ukształtowane przez zalegające w podłożu utwory triasu, gdzie obserwuje się głębsze zaleganie zwierciadła wód gruntowych. W ich rejonie nie jest spodziewane wystąpienie niekorzystnych zmian hydrogeologicznych, jak zalewiska bądź podtopienia terenu. Natomiast na pozostałym obszarze miasta można się spodziewać tego typu zjawisk lub już one nastąpiły.

Szczególnie niekorzystnie przedstawia się prognoza odbudowy zwierciadła wody w lejach depresyjnych na obszarach zainwestowanych. Niestety opracowania planistyczne nie przewidywały ponownego zainwestowania obszarów będących pod wpływem drenażu górniczego, stąd w wielu przypadkach tereny te zostały zabudowane, bądź są przeznaczone pod zabudowę – rodzi to już określone problemy techniczne, ekonomiczne i społeczne. Niniejsze opracowanie ma na celu wskazanie na możliwość występowania tego typu problemów na obszarach górniczych i postuluje bardziej szczegółowe analizy tych uwarunkowań w opracowaniach planistycznych. Zasadniczy proces planowania na takich obszarach powinien zostać poprzedzony sporządzonym przez specjalistów opracowaniem ekofizjograficznym problemowym.

SUMMARY

ANTHROPOGENIC HAZARDS TO GROUNDWATER IN MINING AREAS (JAWORZNO CASE STUDY)

The article presents some hazards to groundwater in areas under big anthropogenic impact due to mining. Underground mining (extracting hard coal and lead-zinc ore) and surface mining (extracting sand) has led to significant transformation of the groundwater environ-

ment. Stopping or limiting mining activity causes new problems for urbanised areas – after several dozen years shallow groundwater appears in places with depression holes connected with draining. The reflections are based on the example of one of the districts of Jaworzno – a city where intensive industrial and mining activity has had a significant impact.

LITERATURA

- ABSALON D., 2008: *Rzeki na obszarze GZM*. [w:] Dulias R., Hibszer A., (red.): Górnośląski Związek Metropolitalny. Zarys geograficzny. Polskie Towarzystwo Geograficzne Oddział Katowicki, Sosnowiec.
- ABSALON D., JANKOWSKI A.T., LEŚNIOK M., 2003: *Mapa Hydrograficzna Polski w skali 1:50000*. Arkusz M-34-63-B Jaworzno (mapa wraz z komentarzem). Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
- ABSALON D., JANKOWSKI A.T., LEŚNIOK M., WIKA S., 1995: *Mapa Sozologiczna Polski w skali 1:50000*. Arkusz M-34-63-B Jaworzno (mapa wraz z komentarzem). Główny Geodeta Kraju, Warszawa.
- KOWALCZYK A., 2005a: *The impact of intense urban and mine abstraction of water on groundwater resources of the regional triassic aquifer systems (southern Poland)*. [w:] Sehuquillo A., Capilla J., Martinez-Cortina L., Sanchez-Vila S., (red.): Groundwater intensive use. Brookfield: AA. Balkema, Rotterdam.
- KOWALCZYK A., 2005b: *Zasilanie wód podziemnych w warunkach antropopresji na przykładzie triasu śląsko-krakowskiego*. [w:] Sadurski A., Krawiec A., (red.): Współczesne problemy hydrogeologii. T. 12. Wydawnictwa Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.
- KLIMASZEWSKI M., 1972: *Podział geomorfologiczny Polski Południowej*. [w:] Geomorfologia Polski. T. I. Góry i Wyżyny. Warszawa.
- KONDRACKI J., 1994: *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*. PWN, Warszawa.
- KOTLIĆKA G., MŁYNARCZYK S., 1995: *Ocena lokalnych zasobów wód powierzchniowych i podziemnych w celu ich wykorzystania dla miasta Jaworzna do celów pitnych i przemysłowych*. Archiwum PIG. Warszawa.
- RAZOWSKA-JAWOREK L., CHMURA A., WANTUCH A., ROLKA M., 2006: *Wstępna analiza warunków hydrogeologicznych na potrzeby planowania przestrzennego miasta Jaworzna*. PTPNoZ (maszynopis), Sosnowiec.

Dr Damian Absalon

damian.absalon@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

Dr Magdalena Matysik

magdalena.matysik@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

DYNAMIKA STREFY AKUMULACYJNEJ PONIŻEJ CZOŁA ODCINKA O WYMUSZONEJ EROZJI WGŁĘBNEJ ZBIORNIKA WŁOCŁAWSKIEGO

Zygmunt BABIŃSKI, Michał HABEL

Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

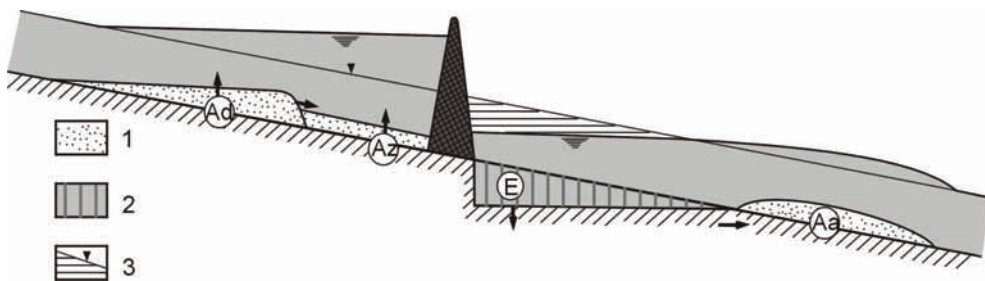
Abstrakt: Przegrodzenie koryta dolnej Wisły zaporą powoduje drastyczne zmiany zarówno w zjawiskach hydrologicznych jak i w transporcie rumowiska klastycznego. Dochodzi do zmian morfologii dna doliny rzecznej powyżej i poniżej piętrzenia. Na dolnym stanowisku rzeki rozprzestrzenia się fala erozyjna, poniżej której tworzy się strefa agradacyjna z typowymi dla rzeki roztokowej centralnymi i środkowymi łachami. Strefa ta charakteryzuje się spłyconiem przeciętnego dna koryta od około 0,2 m do 0,4 m. Maksymalne wynurzenie łach znajduje się w części końcowej, tuż bezpośrednio w sąsiedztwie fali erozyjnej, obniżając się sukcesywnie w dół rzeki. Długość strefy akumulacyjnej, w zależności od dynamiki strefy erozyjnej mieści się w granicach 7-11 km. Po 40-tu latach funkcjonowania stopnia wodnego we Włocławku, strefa akumulacyjna wkroczyła już w odcinek Wisły uregulowanej w XIX wieku (ok. 40 km poniżej zapory), a na odcinek rzeki w Nieszawie wkroczyła już bezsprzecznie fala erozyjna.

Słowa kluczowe: Wisła, Zbiornik Włocławski, erozja wgłębna, czoło strefy erozyjnej, dynamika strefy akumulacyjnej.

WPROWADZENIE

Przegrodzenie koryta rzecznej zaporą stanowi przejaw najsilniejszej ingerencji w system fluwialny, powodujący drastyczne zmiany zarówno w zjawiskach hydrologicznych jak i w transporcie rumowiska klastycznego. Dzięki zaporze powstaje zbiornik (sztuczne jezioro), w którego cofce następuje spowolnienie ruchu wody do wartości krytycznej transportu rumowiska wleczzonego, a następnie zrzut materiału w postaci piaszczysto-żwirowej formy deltowej, a w jego dolnej czaszy istnieją warunki sprzyjające do przynajmniej częściowej dekantacji transportowanej zawiesiny. Powstały w ten sposób deficyt w transporcie rumowiska klastycznego jest uzupełniany poniżej zapory w wyniku erozji wgłębnej (rys. 1) (m.in.: Babiński, 1982, 1992; Galay, 1983; Veksler, Donenberg, 1983; Williams, Wolman, 1984; Andrews, 1986; Raynov i in., 1986; Belyj i in., 2000), często też bocznej. Proces erozji wgłębnej poniżej zapór, jak wynika z literatury światowej (Babiński, 2002), nie prowadzi do pełnego zaspokojenia mocy transportowej systemu fluwialnego, co sprawia, że żadna z badanych rzek nie osiągnęła wielkości transportowanego rumowiska wleczzonego do jej ujścia z okresu sprzed budowy zapory. Natomiast, tuż poniżej czoła strefy ero-

zyjnej tworzy się krótki odcinek o charakterze akumulacyjnym (rys. 1-1Aa), z typem koryta roztokowego. Niestety, na temat dynamiki strefy akumulacyjnej poniżej odcinka erozyjnego, literatury brak. Istnieją jedynie przesłanki dotyczące istnienia takich stref poniżej zapór, które przede wszystkim utrudniają żeglugę i dzięki temu są zauważalne. Przykładem tego jest m.in. odcinek Wołgi poniżej Zbiornika Niżni Novgorodzki (d. Gorkowski), który mieści się aktualnie w połowie między zaporą tego zbiornika a ujściem rzeki Oki (informacja własna). Na odcinku tym, podczas niszówek, praktycznie żegluga nie istnieje, dlatego rozważa się budowę kolejnego Zbiornika Czeboksarskiego, który „podparłby” Zbiornik Niżni Novgorodzki, czego nie osiągnięto przez niżej usytuowany Zbiornik Samarski (d. Kujbyszewski) (Babiński, 2002). Często także, na rosyjskich rzekach w miejscach tych dokonuje się poboru aluwii dla celów budowlanych, co w dużym stopniu eliminuje ten niekorzystny dla żeglugi proces (Berkovich, 2005).



Rys. 1. Wpływ stopni wodnych na procesy korytowe rzek aluwialnych – schemat:

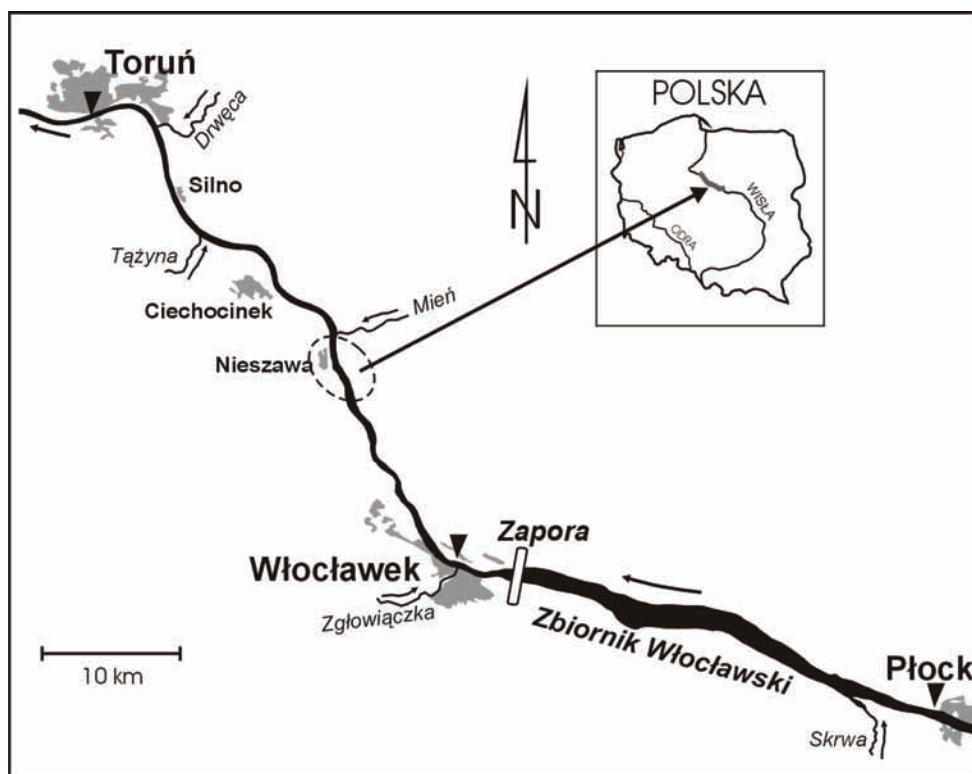
1 – akumulacja rumowiska: Ad – wleczonego w zbiorniku, Az – unoszonego w zbiorniku, Aa – wleczonego, wyerodowanego z dna (brzegów) odcinka erozyjnego; 2 – E – strefa erozji wgłębnej (bocznej); 3 – poziom zwierciadła wody rzeki przed wybudowaniem zapory; strzałki – kierunki rozwoju procesu korytowego.

Fig. 1. Influence of the reservoir on fluvial processes in alluvial rivers – scheme:

1 – accumulation: Ad – bed-load in reservoir, Az – suspended-load in reservoir, Aa – bed-load material formation by bed erosion below the dam (downstream from the front of erosion zone); 2 – E – bed erosion zone; 3 – water level before dam construction; arrows – directions of fluvial processes development.

Celem artykułu jest określenie strefy akumulacyjnej, jej parametrów i dynamiki w okresie istnienia Zbiornika Włocławskiego (1968-2008), na tle rozwoju strefy erozyjnej poniżej zapory. Dotyczy to przede wszystkim odcinka szczegółowej analizy pod Nieszawą (700-702 km biegu Wisły) (rys. 2), na którym badania prowadzono w latach 1981-1989 (Babiński, 1992), w połowie lat 90. XX wieku (Babiński, 2002), a następnie wznowiono po roku 2007 (Habel, 2007).

Badania terenowe polegały na zastosowaniu specjalnie w tym celu opracowanej metody pomiarów geodezyjnych dynamiki czół łąch (Babiński, 1992). Zastosowanie tej metody ma jednak ograniczenia - jest możliwe w przypadku pomiaru z wysokiej skarpy (brzegu koryta), a także muszą być widoczne krawędzie łąch (niskie i średnie stany wody).



Rys. 2. Lokalizacja odcinka szczegółowej analizy dynamiki dna koryta Wisły pod Nieszawą w km 700-702.

Fig. 2. Localization of the detail analyze of dynamics Vistula bed sector near Nieszawa (km 700-702).

Tabela 1. Zmiany morfometryczne koryta Wisły w odcinku nieszawskim (700-702 km) w latach 1984-2008.

Table 1. Morphometrical changes of the Vistula channel in Nieszawa segment (700-702 km) in years 1984-2008.

Data	Pojemność	Powierzchnia	Średnia głębokość
	[km ³]	[km ²]	[m]
04.10.1984	0,0254	1,082	2,34
18.04.1985	0,0242	1,078	2,24
05.05.1987	0,0209	1,085	1,93
03.05.1988	0,0248	1,098	2,25
09.11.1988	0,0271	1,113	2,43
20.06.1995	0,0311	1,148	2,77
19.05.2008	0,0408	1,173	3,58

Zastosowanie tej metody wraz z dokładnie wykreślonym planem batymetrycznym dna badanego odcinka (przynajmniej jednorazowe w ciągu roku sondowanie dna), umożliwiło obliczenie transportu rumowiska wlezonego, wybranych elementów morfologii koryta, w tym średniej głębokości koryta (tab. 1), odniesionej do tej samej wysokości zwierciadła wody na wodowskazie w Nieszawie – 418 cm

(Babiński, 1992). W ostatnim przypadku, średnie wartości głębokości strefy dennej koryta, posłużyły do scharakteryzowania ruchów erozyjno-akumulacyjnych dna koryta (tab. 1, rys. 3B) – głównego celu niniejszego opracowania.

ODCINEK EROZYJNY

Rozwój procesu erozji wgłębnej poniżej zapory jest charakteryzowany przez tempo obniżania się dna koryta i przez przemieszczanie się czoła strefy erozyjnej w dół rzeki (rys. 1). Uważa się, że w obydwu przypadkach mamy do czynienia z ogólną tendencją do ich powolnego wygasania w czasie, z pewnymi fluktuacjami związanymi głównie z reżimem hydrologicznym rzeki (lata suche – lata wilgotne) i ze zróżnicowaną budową dna koryta (Babiński, 1992). Badania prowadzone w latach 1969-1995 wykazały, że dla rozpatrywanego okresu 27 lat działalności stopnia wodnego we Włocławku, dno koryta poniżej zapory obniżyło się ponad 3,5 m, przy rocznym tempie przemieszczania się czoła strefy erozyjnej 1,1 km (Babiński, 1992, 2002). Biorąc pod uwagę te tendencje, aktualnie po prawie 40 latach, czoło strefy erozyjnej znajduje się w odległości ponad 44 km od zapory, tj. poniżej Nieszawy na szerokości Niziny Ciechocińskiej (719 km biegu Wisły – początek koryta uregulowanego Wisły pod koniec XIX wieku – posterunek wodowskazowy Silno), natomiast sama strefa obniżonego dna (w stosunku do okresu poprzedzającego wpływ zbiornika) ma następujące parametry: w bliskim sąsiedztwie zapory w granicach 3,5-4,0 m, w linii mostu drogowego we Włocławku około 2,8-3,0 m, zaś w badanym odcinku pod Nieszawą około 1,6 m. W związku z tym, że poniżej zapory, na odcinku o długości prawie 10 km, dno koryta budują utwory trudno rozmywalne – tj. glina często pokryta brukiem morenowym oraz ił (brak aluwiiów), tempo procesu erozji wgłębnej jest tu ograniczone, co aktywizuje go w aluwialnym odcinku niżej leżącym. Dotyczy to przede wszystkim badanego odcinka pod Nieszawą, gdzie miąższość piasku fluwialnego i fluwioglacjalnego dochodzi do 10 m (rys. 4II) (Wiśniewski, 1976).

ROZWÓJ ODCINKA AGRADACYJNEGO

Proces erozji wgłębnej poniżej zapory przyczynia się do odnowy rumowiska wleczonego (częściowo zawiesiny), zakumulowanego w górnej czaszy zbiornika (rys. 1). Po osiągnięciu przeciętnej rocznej wartości transportu rumowiska wleczonego, tj. około 0,7 mln m³, która jest wielkością progową dla mocy transportowej dolnej Wisły (Babiński, 1992), „zrzuca” go, tworząc odcinek o wymuszonej akumulacji. W wyniku tego Wisła na tym odcinku ma charakter typowej rzeki roztokowej, z licznymi łachami centralnymi i bocznymi. Powierzchnie tych łach zalegają na wysokości odpowiadającej tym formom innych odcinków koryta nieuregulowanego (roztokowego) Wisły, np. w okolicy Wyszogrodu lub nieznacznie je przewyższają

(wynurzają się do 0,2 m ponad średni stan wody, sporadycznie, po przejściu wysokiej fali wezbraniowej do 0,4 m). Stają się dzięki temu wizualnym wskaźnikiem pojawienia się strefy akumulacyjnej poniżej stopnia wodnego już przy średnich stanach wody i niższych.

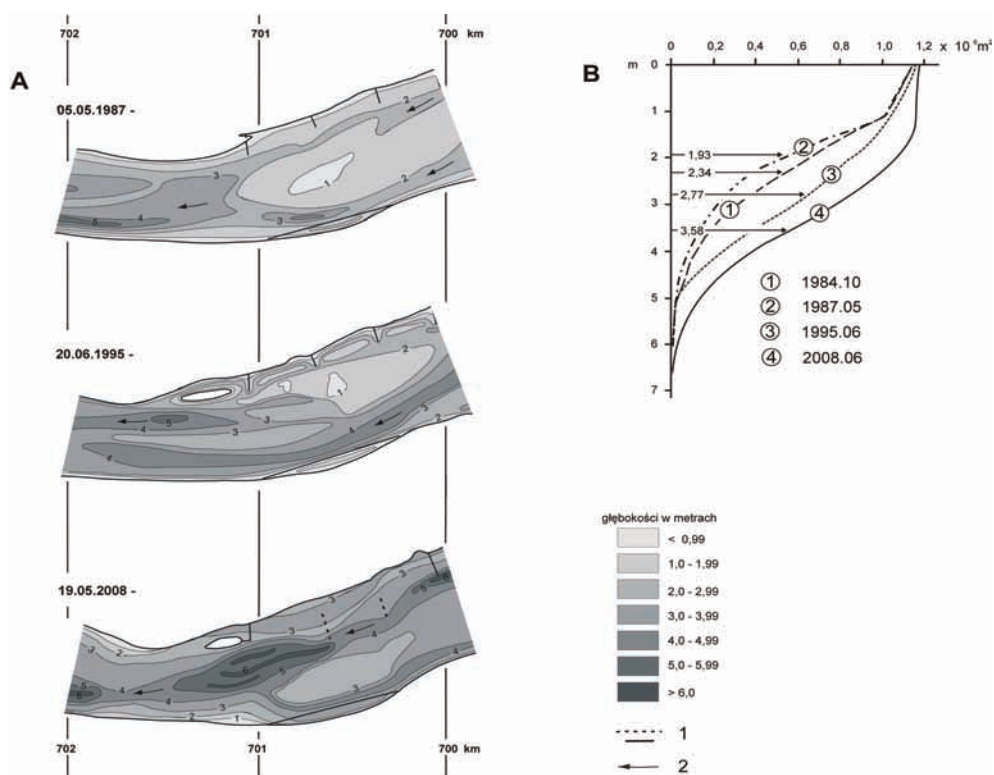
Analiza zmienności wartości średniej głębokości koryta w czasie, nie dla pojedynczego przekroju poprzecznego (duża przypadkowość pomiaru w plosie lub łasze), lecz dla odcinka, co najmniej 2 km długości (Babiński, 1992), daje możliwość określenia tendencji erozyjno-akumulacyjnych rzeki. Z analizy planimetrycznej batymetrii koryta odcinka nieszawskiego, wykreślonego dla roku 1951 wynika, że w tym okresie koryto o charakterze roztokowym miało średnią głębokość 2,2 m. Jest to głębokość koryta Wisły, która mieści się w granicach rzeki nieuregulowanej (średnia głębokość koryta sprzed regulacji dla odcinka toruńskiego i pod Solcem Kujawskim wynosiła 1,95 m) (Babiński, 1992), nieznacznie ją przewyższając. Ta 0,25 m różnica średniej głębokości koryta wynika niewątpliwie ze znacznego zwężenia koryta w dolnym jego odcinku oraz z tego, że odcinek nieszawski znajdował się już w tym czasie w stadium początkowym regulacji.

W kolejnych latach, tj. od drugiej połowy lat 70. XX w. do połowy lat 80. XX w., na odcinku nieszawskim Wisła przejawiała stałą tendencję zmian głębokości koryta o charakterze oscylacyjnym, która mieściła się w granicach 2,42-2,44 m (Babiński, 1992). Pod koniec 1984 roku średnia głębokość analizowanego odcinka wynosiła 2,34 m, by po pół roku ulec spłyceciu o dalsze 0,1 m (tab. 1). W 1987 r. zanotowano wyraźne zmniejszenie się średniej głębokości do 1,99 m (Babiński, 1992), a w wyniku analizy komputerowej uzyskano wartość 1,93 m (tab. 1, rys. 3B), która odpowiadała parametrom koryta rzeki roztokowej. Jak się później okazało, było to największe spłycecie koryta w tym odcinku, wskazujące o agraadacyjnej działalności rzeki. Był to jednocześnie moment, od którego następował jednokierunkowy proces erozji wgłębnej (rys. 4I).

Od 1987 roku na odcinku nieszawskim obserwuje się stałą tendencję w obniżaniu dna koryta Wisły. Już na wiosnę następnego roku koryto średniej wody obniżyło się o 32 cm (tab. 1). Z wartości średnich głębokości koryta wynika jednak fakt, że jest to jeszcze w dalszym ciągu odcinek o charakterze agraadacyjnym. Dopiero w połowie lat 90. stwierdzono wyraźne obniżenie się dna koryta, dzięki któremu na przełomie roku hydrologicznego 1994/95 osiągnęło ono średnią głębokość 2,77 m. Możemy więc przypuszczać, że pojawienie się w odcinku nieszawskim strefy erozyjnej nastąpiło dopiero pod koniec roku 1995, natomiast poprzedzający je okres z obniżającym się dnem, odpowiadał warunkom strefy przejściowej między procesem agraadacji a erozji wgłębnej. Oznacza to, że między odcinkiem o charakterze erozyjnym i agraadacyjnym nie istnieje wyraźna granica, lecz kilkukilometrowej długości strefa przejściowa, dlatego w czołowej części strefy erozyjnej mogą występować formy akumulacyjne typu łach, zaś usytuowana w sąsiedztwie końcowa część strefy agraadacyjnej może się obniżać.

Kolejne badania dynamiki dna przeprowadzone 19 maja 2008 roku, prawie po 40 latach od chwili przegrodzenia koryta zaporą we Włocławku (13.10.1968 r.),

wykazały że średnia głębokość dna osiągnęła maksymalną wartość 3,58 cm (tab. 1). Porównując tę wartość do tych, które otrzymano tą samą metodą pomiarową dla odcinków uregulowanego koryta Wisły pod koniec XIX wieku pod Toruniem i Solcem Kujawskim (średnio dla obydwu odcinków 3,06 m – Babiński, 1992) należy stwierdzić, że pogłębienie dna koryta w odcinku nieszawskim przewyższyło efekty prac regulacyjnych o 52 cm, tj o 17%! Biorąc pod uwagę fakt stałej tendencji obniżania się dna koryta (wkraczania erozji wgłębnej), co ułatwia prawie 10 m miąższość aluwioów w profilu Nieszawy (rys. 4II) (Wiśniewski, 1974), należy liczyć się ze znacznym „oddaleniem” się koryta Wisły od tego miasta.



Rys. 3. Plany batymetryczne (A) przykładowych sytuacji dna koryta i średnich głębokości dna koryta (B – tab. 1) Wisły pod Nieszawą (km 700-702):

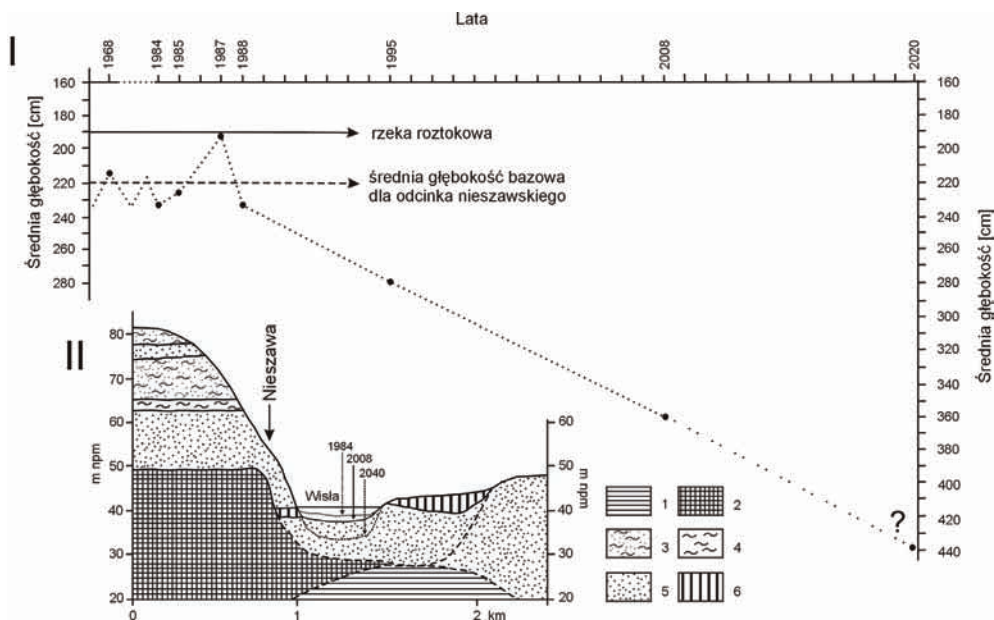
1 – zanurzone i wynurzone fragmenty ostróg rzecznych do SW, 2 – główny nurt.

Fig. 3. Bathymetric plans (A) exemplify river-bed situations and average river-bed deep (B – table 1), of Vistula river near Nieszawa (km 700-702):

1 – emerged and submerged fragments of groynes, related to mean water level (SW), 2 – direction of main water flowing (thalweg).

Położenie odcinka aggradacyjnego jest ściśle związane z dynamiką czoła fali erozyjnej. Jak wykazały badania terenowe, po czterech latach działalności zbiornika odcinek akumulacyjny znajdował się między 9 a 20 km poniżej zapory. Średnia

głębokość koryta na tym odcinku podniosła się przeciętnie o około 0,21 m (Babiński, 1982, 1992). Natomiast do połowy lat 80. odcinek ten przesunął się o dalsze 7 km w dół rzeki, by w roku 1987 rozprzestrzeniać się na 698-718 kilometrze Wisły.



Rys. 4. Wahania średniej głębokości koryta Wisły w odcinku 700-702 km pod Nieszawą: I – na tle budowy geologicznej (wg E. Wiśniewski, 1974, zmienione), II – wraz z prognozą: 1 – utwory mioceneskie, 2 – utwory plioceneskie, 3 – glina morenowa, 4 – il, 5 – utwory piaszczyste i żwirowe, 6 – mada.

Fig. 4. Fluctuations of the mean deep Vistula channel near Nieszawa (700-702 km): I – in the background of the geological structure (after E. Wisniewski, 1974, changed), II – together with their prognosis: 1 – Miocene, 2 – Pliocene, 3 – clay, 4 – loam, 5 – sands and gravel, 6 – muck.

W ten sposób proces aggradacji rzeki wkroczył już w odcinek Wisły uregulowanej w XIX w. Należy przypuszczać, co częściowo potwierdził zwiad lotniczy z lipca 2008 roku, że odcinek aggradacyjny aktualnie mieści się w na pograniczu odcinka nieuregulowanego (nizina Ciechocińska) i uregulowanego w XIX w. poniżej Silna.

Jak wynika z dotychczasowych badań, odcinek akumulacyjny charakteryzuje się tym, że maksimum aggradacji rumowiska dennego (w 1987 roku pod Nieszawą w 700-702 km, rys. 3B, tab. 1) znajduje się w jego części górnej, tuż w sąsiedztwie czoła fali erozyjnej a nie, jak wynikałoby to z bezpośrednich obserwacji terenowych łach (fotografie ze zwiadu lotniczego), na początku jego strefy (rys. 1 Aa). Ma to swe uzasadnienie w rozkładzie energii rzeki i jej mocy transportowej. Akumulacja materiału wlezonego na odcinku aggradacyjnym koryta odbywa się, bowiem na podobnych zasadach jak m.in. podczas wezbrania w obrębie równiny zalewowej czy kęp, gdzie najintensywniej przebiega w bezpośrednim kontakcie z nurtem rzeki, wygasając następnie wraz z oddalaniem się od tej strefy w dół rzeki. Dlatego po-

wierzchnie łach najbardziej wynurzają się w końcowej części strefy akumulacyjnej obniżając się w dół rzeki.

WNIOSKI KOŃCOWE

Wpływ zbiorników wodnych na środowisko fluwialne poniżej zapór jest w przeważającej części charakteryzowany przez proces erozji wgłębnej. Jest to zarazem proces przynoszący straty zarówno w środowisku przyrodniczym jak i w gospodarce człowieka – stąd jego ważność. Z kolei towarzyszący, poniżej czoła strefy erozyjnej, odcinek aggradacyjny w literaturze przedmiotu nie jest doceniany i w pełni ignorowany, ze względu na znikome znaczenie gospodarcze. Tymczasem w przypadku badanego odcinka Wisły poniżej Zbiornika Włocławskiego, w szczególności lewobrzeżnej Niziny Ciechocińskiej (706-718 km), może on mieć ogromne znaczenie w odniesieniu do faktu zwiększenia się prawdopodobieństwa wystąpienia wezbrań zatorowych oraz przerwania wałów przeciwpowodziowych i zalania obszaru kurortu.

Jak wynika z prawie 40. letniej działalności Zbiornika Włocławskiego strefa akumulacyjna charakteryzuje się spłyceniem przeciętnego dna koryta od około 0,2 m do 0,4 m po przejściu fali wezbraniowej. Dzięki temu, już podczas średnich stanów wody, łachy są wynurzone nadając rzece wygląd typowy dla koryt roztokowych. Maksymalne wynurzenie łach znajduje się w części końcowej, tuż bezpośrednio w sąsiedztwie fali erozyjnej, obniżając się sukcesywnie w dół rzeki. Długość strefy akumulacyjnej, w zależności od dynamiki strefy erozyjnej, warunkowanej także charakterem wezbrań, mieści się w granicach 7-11 km. Zgodnie z wieloletnimi badaniami dynamiki czoła strefy erozyjnej, przeciętne tempo przemieszczania się odcinka aggradacyjnego wynosi 1,1 km w ciągu roku.

SUMMARY

DYNAMIC OF THE ACCUMULATIVE ZONE BELOW THE INTENSE BED EROSION SECTION OF THE WŁOCŁAWEK RESERVOIR

Bed erosion below the dam is responsible for the morphological transformations of the valley bottom. Downstream from the front of an erosion wave, where renew the bed-load accumulated in reservoir, created the aggrading zone with typical central and mid-channel bars of braided river. The river bottom in this segment is lowered about 0,2-0,4 m than in regulated (straight) stretch of channel. The accumulative zones in Nieszawa segment, occurred about 26 km below the Włocławek reservoir after 16 to 19 years of the dam closure, were observed. The maximal shallow of aggrading zone (bars emerged during mean water level) in the end of it's, were stated. The stretch of accumulative zone limited to 7-11 km long. After 40-years of the Włocławek barrage existence, the aggrading zone occurring in regulated in XIX century part of Vistula channel (40 km below the dam), in Nieszawa segment is going very intensive deep erosion.

LITERATURA

- ANDREWS E. D., 1986: *Downstream effects of Flaming Gorge Reservoir on the Green River*. Colorado and Utah, Geol. Soc. Am. Bull., 1012-1023.
- BABIŃSKI Z., 1982: *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory wodnej we Włocławku*. Dok. Geogr., 1-2.
- BABIŃSKI Z., 1992: *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*. Prace Geogr., 157.
- BABINSKI, Z., 2002: *Wpływ zapór na procesy korytowe rzek aluwialnych ze szczególnym uwzględnieniem stopnia wodnego „Włocławek”*. Wydawnictwo Akademii Bydgoskiej, Bydgoszcz.
- BELYJ B.V., VINOGRADOVA I.I., IVANOV V.V., NIKITINA Ł.N., CHALOV R.S., CHERNOV A.V., 2000: *Morfologia i deformacja rusła Verchnego Jeniseja, między Sajano-Szuszenskoj GES i Krasnojarskim Vodochraniliszczem*. [w:] Chalov R.S., (red.): *Erozja poczw i ruslovyje processy*, 12. Moskwa.
- BERKOVICH K.M. 2005: *Ruslovyje procesy i ruslovyje karjery*. Uniwersitet im. M.V. Lomonosova, Moskwa.
- GALAY V.J., 1983: *Causes of river bed degradation*. Water Res. Research, 19, 5, 1057-1090.
- HABEL M., 2007: *Fluvial processes below the Włocławek dam*. Proceedings of the 10th International Symposium on River Sedimentation, vol. 2. Moscow. s. 168-175.
- RAYNOV S., PECHINOV D., KOPALIANI Z., 1986: *River response to hydraulic structures*. [w:] Hey R.D., (red.): *International Hydrological Programme*, UNESCO, Paris.
- VEKSLER A.B., DONENBERG V.M., 1983: *Pereformirovanie rusła v niżnich befach krupnych gidroelektrostancij*. Energoatomizdat, Moskva.
- WILLIAMS G.P., WOLMAN M.G., 1984: *Downstream effects of dams on alluvial rivers*. Geol. Survey Profes. Paper, 1286, Washington.
- WIŚNIEWSKI E., 1976: *Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską*. Prace Geogr., IG PAN, 119.

Prof. dr hab. Zygmunt Babiński,

zbabinski@o2.pl

Uniwersytet Kazimierza Wielkiego

ul. Mińska 15

85-428 Bydgoszcz

Mgr Michał Habel

mihab@o2.pl

Uniwersytet Kazimierza Wielkiego

ul. Mińska 15

85-428 Bydgoszcz

PRZYRODNICZE I ANTROPOGENICZNE UWARUNKOWANIA LOKALIZACJI ZBIORNIKÓW MAŁEJ RETENCJI W GÓRACH ŚWIĘTOKRZYSKICH

Tadeusz BIERNAT, Tadeusz CIUPA, Roman SULIGOWSKI

Instytut Geografii, Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego, Kielce

Abstrakt: Celem opracowania jest ukazanie wybranych uwarunkowań naturalnych i antropogenicznych determinujących lokalizację zbiorników małej retencji w Górach Świętokrzyskich. Góry te są mezoregionem fizycznogeograficznym o powierzchni 1680 km² odwadnianym przez rzekę Nidę, Kamienną, Czarną Staszowską, Koprzywiankę. Analizowany obszar położony jest w całości w województwie świętokrzyskim.

W Górach Świętokrzyskich istnieje 31 zbiorników małej retencji (>1 ha). Najwięcej jest ich zlokalizowanych w zlewni Nidy (17). Planowane jest tu utworzenie (do 2020 roku) 32 zbiorników wodnych o powierzchni co najmniej 1 ha. Większość z omawianych obiektów ma przeznaczenie retencyjno-rekreacyjne, część – przeciwpowodziowe, energetyczne i wędkarskie.

O lokalizacji obiektów małej retencji w Górach Świętokrzyskich decydują dwie grupy czynników: przyrodnicze i antropogeniczne. Do pierwszej zaliczono cechy litologiczne podłoża, cechy morfologiczne i elementy klimatu. W drugiej grupie czynników uwarunkowanych działalnością człowieka występują: użytkowanie i elementy zagospodarowania terenu wpływające na dynamikę obiegu i jakość wód.

Słowa kluczowe: zbiornik wodny, mała retencja, Góry Świętokrzyskie.

WPROWADZENIE

Mała retencja obejmuje system zabiegów mających na celu poprawę stosunków wodnych w zlewni, polegającą na wydłużeniu czasu i drogi obiegu wody oraz zanieczyszczeń (Kowalczak, 2002). W ich skład wchodzi naturalne jak i techniczne formy retencionowania wody. Do naturalnych należą: kształtowanie krajobrazu zlewni (zmiany sposobu użytkowania terenu np. poprzez zalesianie, odpowiedni układ przestrzenny i rodzaje form zagospodarowania), zwiększenie retencji glebowej i ograniczenie erozji (odpowiednie kształtowanie stoków, zabiegi agrotechniczne, wprowadzenie trwałej roślinności ochronnej, właściwe wykorzystanie urządzeń melioracyjnych), ochrona i rewitalizacja siedlisk hydrogennych (bagien, torfowisk i mokradeł). Techniczne formy retencionowania ograniczone są w zasadzie do dolin i koryt rzecznych. Zaliczamy do nich przede wszystkim zbiorniki wodne o różnej wielkości i przeznaczeniu (stawy, śródpolne zbiorniki rolnicze, oczka wodne, zbiorniki przeciwpożarowe, starorzecza, fosy, glinianki) oraz urządzenia umożliwiające regulację poziomu wody (jazy, zastawki, stopnie piętrzące) a także poldery zalewowe, obszary międzywala, systemy kanałów i rowów łączących rzekę główną ze starorzeczami, właściwie funkcjonujące systemy drenarskie.

Pod względem dyspozycyjnych zasobów wodnych województwo świętokrzyskie należy do najuboższych w kraju (3,6%) (Suligowski i in., 2009). Konieczne jest zatem podjęcie zadań mających na celu ich zwiększenie, co byłoby korzystne z punktu widzenia przyrodniczego i gospodarczego. Efektem tego będzie m.in. zwiększenie wilgotności obszaru, wzrost poziomu wód gruntowych, łagodzenie ekstremalnych zdarzeń, w tym powodzi i susz, ewentualnie ograniczenie ich skutków. Sytuacja taka sprzyjałaby także poprawie czystości wód powierzchniowych i możliwości ich wykorzystania do nawodnień rolniczych. Niekwestionowanym efektem byłby też znaczący rozwój turystyki i rekreacji na analizowanym obszarze.

Celem opracowania jest ukazanie wybranych uwarunkowań naturalnych i antropogenicznych determinujących lokalizację zbiorników małej retencji w Górach Świętokrzyskich.

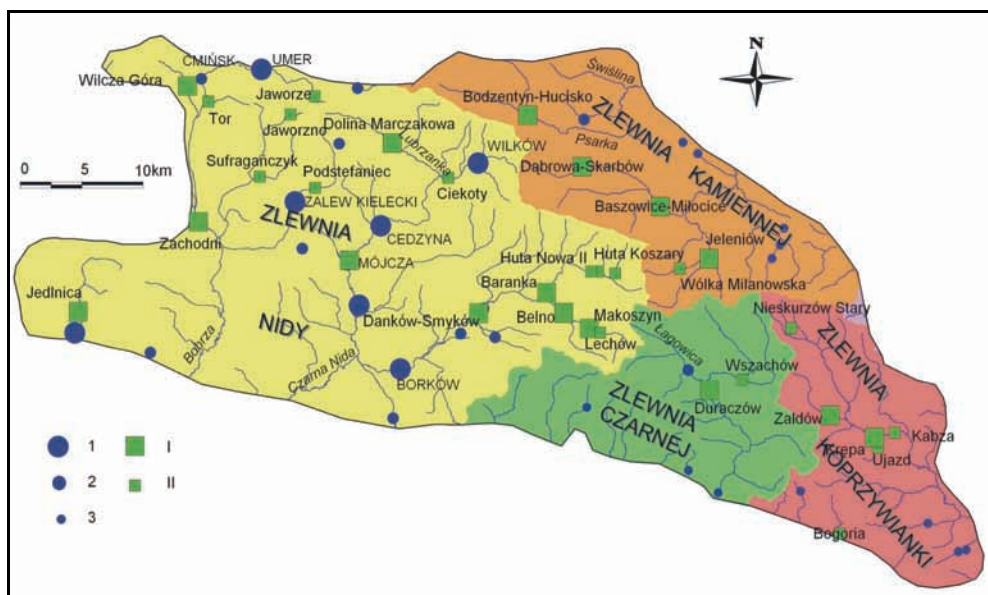
ZBIORNIKI WODNE W GÓRACH ŚWIĘTOKRZYSKICH - ISTNIEJĄCE I PLANOWANE

Góry Świętokrzyskie są mezoregionem fizycznogeograficznym o powierzchni 1680 km² (Kondracki, 2002) odwadnianym przez rzeki: Nidę, Kamienną, Czarną Staszowską, Koprzywiankę i fragmentarycznie przez Opatówkę (rys. 1). Analizowany obszar położony jest w całości w województwie świętokrzyskim, w obrębie 29 gmin.

Środowisko przyrodnicze Gór Świętokrzyskich nie sprzyjało powstaniu większych, naturalnych akwenów (>1 ha), natomiast jest ono dogodne do lokalizacji sztucznych obiektów hydrograficznych. Wynika ono z korzystnych warunków klimatycznego bilansu wodnego oraz dogodnych uwarunkowań litologicznych i morfologicznych den dolin. Dodatkowym argumentem za budową zbiorników wodnych, zwłaszcza na granicy obszarów zalesionych, w tym chronionych, jest tu odśrodkowy układ sieci rzecznej, której wody w górnych odcinkach charakteryzują się dużą czystością a ich stan pogarsza się z biegiem rzek. Już obecnie Góry Świętokrzyskie wyróżniają się na tle województwa większymi zasobami wód powierzchniowych zgromadzonych w zbiornikach retencyjnych, a w najbliższych latach planowane jest dalsze ich zwiększenie (Program małej..., 2006).

Inwentaryzacja obiektów w zakresie retencji zbiornikowej i stawowej dokonana na podstawie „Programu małej retencji dla województwa świętokrzyskiego” (2006), w oparciu o analizę wydanych pozwoleń wodnoprawnych dla poszczególnych obiektów oraz informacje zebrane w poszczególnych gminach wykazała, że w obrębie Gór Świętokrzyskich istnieje 17 zbiorników małej retencji (>1 ha) o łącznej powierzchni 798 ha i pojemności 48 tys. m³ oraz 14 obiektów stawowych o łącznej powierzchni 31 ha i pojemności 19 tys. m³. Najwięcej istniejących zbiorników zlokalizowane jest w zlewni Nidy (17) (rys. 1). Znajdują się tu także największe powierzchniowo obiekty (>10 ha): w Borkowie, Cedzynie, Sukowie-Piaskowni, Wilkowie, Umerze oraz w Kielcach (Zalew Kielecki). Kolejnych kilka posiada powierzchnię od 2 do

10 ha. W zlewni Kamiennej istnieje 6 zbiorników wodnych (>1 ha), a w zlewniach Czarnej i Koprzywianki po 4.



Rys. 1. Zbiorniki wodne istniejące (1 – pow. 10 ha, 2 – od 2 do 10 ha, 3 – poniżej 2 ha) i planowane (I – pow. 10 ha, II – poniżej 10 ha) na tle zlewni Gór Świętokrzyskich.

Fig. 1. Water reservoirs existing (1 – greater than 10 ha, 2 – 2-10 ha, 3 – below 2 ha) and planned water reservoirs (I – greater than 10 ha, II – below 10 ha) in the catchments of Holy Cross Mts.

W Górach Świętokrzyskich planowane jest utworzenie do 2020 roku 32 zbiorników wodnych o różnej powierzchni, co najmniej 1 ha. Powierzchnię zalewu powyżej 30 ha zaplanowano dla 8 zbiorników. Większość z omawianych obiektów ma przeznaczenie retencyjno-rekreacyjne, chociaż planowane są zbiorniki o złożonych funkcjach np. ochrony przeciwpowodziowej, energetycznej, wędkarskiej.

Najwięcej obiektów ma powstać w zlewni Nidy (19) a najmniej w zlewni Czarnej Staszowskiej – 2 (tab. 1). Ze względu na rozmiary wyróżnia się projektowany zbiornik w Mójczy (zlewnia Lubrzanki), którego powierzchnia zalewu ma wynosić 130 ha, a objętość użyteczna ponad 3 mln m³.

Zaproponowano miary względne w postaci wskaźników określających sumaryczną objętość użyteczną ($W_{vu} - 10^3 \text{ m}^3 \cdot 1 \text{ km}^{-2}$) oraz powodziową ($W_{vp} - 10^3 \text{ m}^3 \cdot 1 \text{ km}^{-2}$) planowanych zbiorników w odniesieniu do jednostkowej powierzchni zlewni. Największymi wartościami obu wskaźników w obrębie Gór Świętokrzyskich charakteryzuje się zlewnia Kamienna ($W_{vu}=11,8$ i $W_{vp}=4,6$) (rys. 2). Wskaźnik sumarycznej objętości powodziowej W_{vp} w zlewni Kamiennej jest 4-krotnie wyższy od podobnego wskaźnika w zlewni Nidy, co świadczy o większej planowanej możliwości, a jednocześnie potrzeby retencionowania wód wezbraniowych.

Tabela 1. Wykaz projektowanych zbiorników wodnych w Górach Świętokrzyskich wraz podstawowymi parametrami w układzie zlewniowym.**Table 1.** List of planned water reservoirs in the Holy Cross Mts. and its general parameters.

Lp.	Nazwa obiektu	Gmina	Ciek zasilający	A (km ²)	V _u (tys. m ³)	V _p (tys. m ³)	A _z (ha)	F _{uż}
Zlewnia Nidy								
1.	Jedlnica	Chęciny	Hutka	38,3	1 063	320	42,6	RR
2.	Belno	Bieliny	Nidzianka	30,7	770	210	28,0	RR
3.	Baranka	Bieliny	Belnianka	34,0	750	250	30,0	RR
4.	Danków – Smyków	Daleszyce	Czarna Nida	125,5	860	430	43,0	RR, P, MEW
5.	Mójcza	Daleszyce	Lubrzanka	166,7	3 400	1 308	130,8	RR, P, MEW
6.	Wilcza Góra	Miedziana Góra; Mniów	Ciemnica	14,7	371	74	13,5	RR
7.	TOR	Miedziana Góra	Ciek od Tumlina	6,8	40	–	2,0	R
8.	Lechów	Bieliny	Nidzianka	11,2	137,5	–	5,5	RR
9.	Makoszyn I	Bieliny	Nidzianka	17,6	250	50	10,0	RR
10.	Huta Koszary	Bieliny	Belnianka	6,4	175	–	7,0	RR
11.	Huta Nowa II	Bieliny	Belnianka	17,3	130	–	6,5	RR
12.	Huta Nowa I	Bieliny	Belnianka	18,8	100	–	5,0	RR
13.	Dolina Marczakowa	Masłów	Lubrzanka	23,5	345	173	23,0	RR
14.	Ciekoty	Masłów	Ciek od św. Katarzyny	6,5	28	–	1,5	RR
15.	Sufragańczyk	Kielce	Sufragańczyk	9,5	176	–	8,0	RR
16.	Podstefaniec	Kielce	Silnica	25,5	150	100	7,5	RR
17.	Zachodni	Kielce	Bobrza	118	480	–	32,0	RR
18.	Jaworze	Zagnańsk	Rów	3,0	15	–	1,0	Ret, W
19.	Jaworzno	Zagnańsk	Rów	3,5	12	–	0,8	Ret, Poż
Zlewnia Kamiennej								
20.	Bodzentyn – Hucisko	Bodzentyn	Psarka	33,0	1 250	300	50,0	RR
21.	Dąbrowa – Skarbow	Bodzentyn	Czarna Woda	19,0	575	156	26,0	RR
22.	Baszowice – Miłocice	Nowa Słupia	Pokrzywianka	69,3	2 880	375	96,0	RR
23.	Jeleniów	Nowa Słupia	Łagowianka	21,0	575	115	23,0	RR
24.	Wólka Milanowska	Nowa Słupia	Słupianka	5,14	86	–	4,3	RR

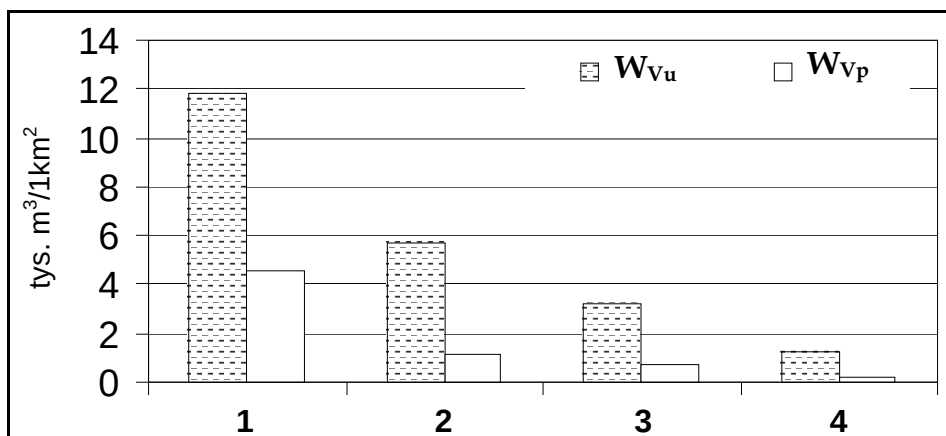
Ciąg dalszy tabeli 1. Wykaz projektowanych zbiorników wodnych w Górach Świętokrzyskich wraz podstawowymi parametrami w układzie zlewniowym.

Futher part of table 1. List of planned water reservoirs in the Holy Cross Mts. and its general parameters.

Lp.	Nazwa obiektu	Gmina	Ciek zasilający	A (km ²)	V _u (tys. m ³)	V _p (tys. m ³)	A _z (ha)	F _{uż}
Zlewnia Koprzywianki								
25.	Nieskurzów Stary	Bačkowice	rów melioracyjny	2,73	70,3	-	4,3	RR
26.	Ujazd	Iwaniska	źródła	źródła	14,1	-	1,1	Rekr
27.	Krępa	Iwaniska	Koprzywianka	75,60	325	78	13,0	RR
28.	Kabza	Iwaniska	Koprzywianka	69,0	84	-	5,6	RR
29.	Zaldów	Iwaniska	Ciek od Jańczyc	14,50	300	90	15,0	RR
30.	Bogoria	Bogoria	Korzenna	10,94	68,7	13	3,5	RR
Zlewnia Czarnej Staszowskiej								
31.	Wszachów	Bačkowice	Wszachówka	36,3	225,0	50,0	9,0	RR
32.	Duraczów	Łagów	Łagowica	87,0	860,0	264,0	35,2	RR

Objaśnienia: A – powierzchnia zlewni, V_u – objętość użyteczna, V_p – objętość powodzi, A_z – powierzchnia zalewu, F_{uż} – funkcja użytkowa. Funkcja użytkowa zbiornika: RR – retencyjno-rekreacyjna, MEW – energetyczna, Pow – powodziowa, Rekr – rekreacyjna, Ret – retencyjna, W – wędkarska, Poż – przeciwpożarowa.

Denotations: A – catchment area, V_u – utilized capacity, V_p – flood capacity, A_z – water reservoir area, F_{uż} – function. Water reservoirs function: RR – retention and recreation, MEW – hydroenergetic, Pow – flood retention, Rekr – recreation, Ret – retention, W – fishing, Poż – fire water.



Rys. 2. Wskaźniki sumarycznej objętości użytecznej (W_{Vu}) i powodziowej (W_{Vp}) projektowanych zbiorników wodnych w zlewniach Gór Świętokrzyskich:

1 – zlewnia Kamiennej, 2 – zlewnia Nidy, 3 – zlewnia Koprzywianki, 4 – zlewnia Czarnej.

Fig. 2. Cumulative utilized capacity (W_{Vu}) and flood capacity (W_{Vp}) indices in planned water reservoirs in the Holy Cross Mts.:

1 – Kamienn river basin, 2 – Nida river basin, 3 –Koprzywianka river basin, 4 – Czarna river basin.

UWARUNKOWANIA LOKALIZACJI I FUNKCJONOWANIA ZBIORNIKÓW

Lokalizacja obiektów małej retencji związana jest z dwoma grupami czynników: przyrodniczymi i antropogenicznymi. Do pierwszej zaliczono cechy litologiczne podłoża (uwzględniające m.in. przepuszczalność gruntów i uwarunkowania hydrogeologiczne), cechy morfologiczne (m.in. nachylenia stoków i gęstość sieci rzecznej), elementy klimatu (szczególnie zasilanie atmosferyczne oraz parowanie). Do czynników uwarunkowanych działalnością człowieka zaliczono użytkowanie z uwzględnieniem struktury użytków trwałych i elementy zagospodarowania terenu wpływające na dynamikę obiegu i jakość wód.

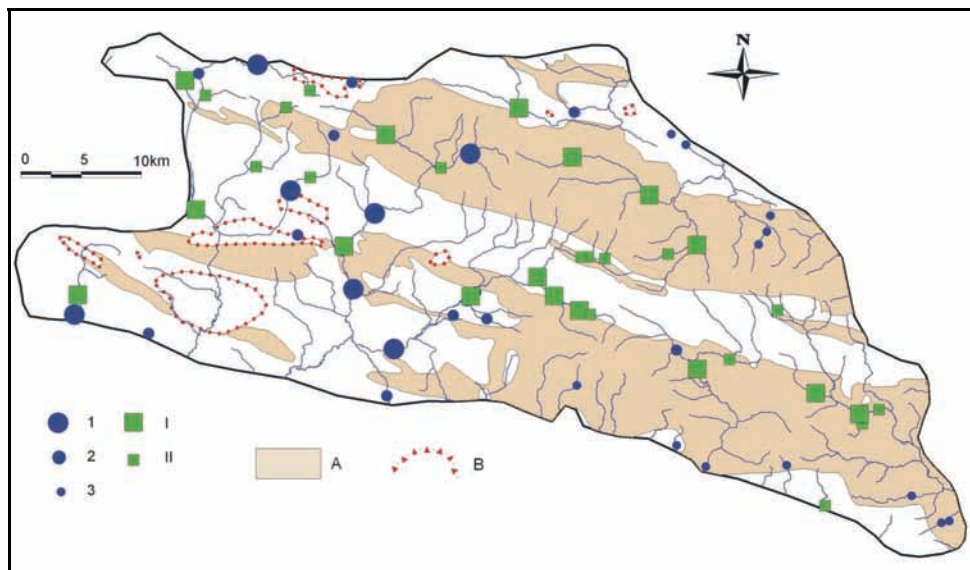
Na omawianym obszarze wyróżnia się struktury i utwory geologiczne należące do paleozoicznego trzonu, tworzące antykliny i synkliny. Efektem jest występowanie szeregu twardzielowych pasm, rozdzielonych szerokimi i płaskimi obniżeniami, wypełnionymi utworami czwartorzędowymi. W obszarach tych, gdzie warstwy słabo przepuszczalne zalegają w podłożu stosunkowo płytko a jednocześnie zwierciadło wód gruntowych przecina powierzchnie terenu, jak również w miejscach gdzie odpływ wód gruntowych jest utrudniony znajdują się tereny predysponowane do zatrzymywania i retencjonowania wód. Stanowią je liczne mokradła, stałe lub okresowe zabagnienia.

Przepuszczalność gruntów na omawianym obszarze określona na podstawie cech litologicznych utworów powierzchniowych wskazuje, że dominują tu grunty o średniej i słabej przepuszczalności. Stoki we wschodniej części Gór Świętokrzyskich zajmują w znacznej części płaty lessu, które charakteryzują się zróżnicowaną przepuszczalnością. Odzwierciedleniem znacznych nachyleń terenu w Górach Świętokrzyskich są duże spadki cieków oraz gęsta sieć potoków. W środkowej (najwyżej położonej) części obszaru ich źródłowe odcinki są równoległe, bez bocznego zasilania, a układ sieci jest widlasty. W wielu przypadkach ich spadki przekraczają nawet 100‰, osiągając średnio ponad 10‰, co klasyfikuje je do rzek typowo górskich (Biernat i in., 2000). U podnóży wzniesień cieki płyną w szerokich dolinach o płaskim, nieckowatym dnie. Te cechy morfometryczne dolin, najczęściej w odcinkach przedprzełomowych, sprzyjają retencjonowaniu wody w sztucznych zbiornikach wodnych. Na długich odcinkach doliny rzeczne w zlewni Koprzywianki są głębokie (do 60 m) i zostały ukształtowane w pokrywie lessowej.

Obszary praktycznie bezwodne (w utworach staropaleozoicznych) o wydajności 0-2 m³/h zajmują 51% powierzchni Gór Świętokrzyskich (rys. 3). Obszary te cechują się również szczególnie szybkim spływem wód powierzchniowych, zwłaszcza w okresach nawalnych opadów deszczu, co powoduje ubóstwo wód na tym terenie. Z tego powodu konieczne jest podejmowanie działań polegających z jednej strony na ograniczeniu skutków powodzi, a z drugiej możliwości pokrycia potrzeb stawów rybnych oraz nawodnień użytków zielonych. Celowi temu przyświeca planowana lokalizacja w regionie kilku zbiorników wodnych.

Na pozostałym terenie warunki hydrogeologiczne są bardziej zróżnicowane, wydajności wynoszą od 2 do 30, a miejscami do 120 m³/h, głównie w obrębie czwarto-

rzędowego piętra wodonośnego. Mała zasobność zbiorników wód podziemnych i bardzo zmienna ich wydajność wodna w znacznej części obszaru powoduje konieczność poszukiwania rozwiązań, uwzględniających różne metody retencjonowania.



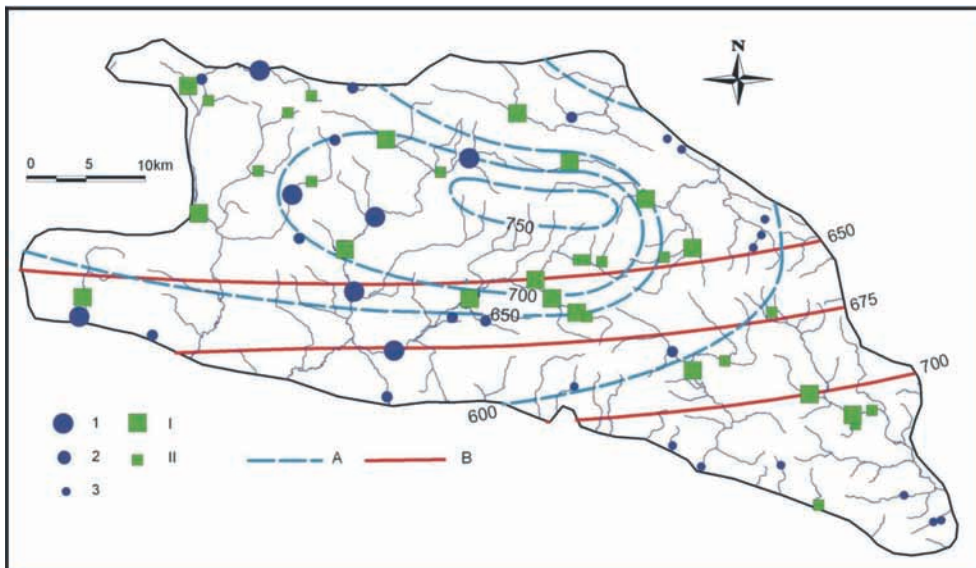
Rys. 3. Zbiorniki wodne istniejące (1 – pow. 10 ha, 2 – od 2 do 10 ha, 3 – pon. 2 ha) i planowane (I – pow. 10 ha, II – pon. 10 ha) na tle obszarów o potencjalnej wydajności typowego otworu studziennego od 0 do 2 m³/h (A) oraz zasięgów lejów depresyjnych (B).

Fig. 3. Water reservoirs existing (1 – greater than 10 ha, 2 – 2-10 ha, 3 – below 2 ha), planned water reservoirs (I – greater than 10 ha, II – below 10 ha), potential water well discharge from 0 to 2 m³/h (A) and groundwater dewatering zone (B).

Istotnym elementem, poza warunkami morfologicznymi i hydrogeologicznymi, wskazującym na możliwość lokalizacji obiektów małej retencji są warunki klimatyczne, szczególnie wielkość zasilania w postaci opadu atmosferycznego oraz strat na parowanie. W rozkładzie rocznych sum opadu atmosferycznego w Górach Świętokrzyskich można zaobserwować wyraźną zależność wysokości opadów od hipsometrii. Najwyższe opady notowane są na najwyższej położonej stacji meteorologicznej – na Świętym Krzyżu, ze średnią sumą roczną sumą w wieloleciu 1961-1990 wynoszącą 822 mm. Stacje po południowo-wschodniej stronie Pasma Głównego (Łysogór), położone w jego „cieniu” w stosunku do napływu deszczonośnych mas powietrza otrzymują znacznie mniejsze sumy opadów, czego przykładem jest stacja Daleszyce (589 mm) (Suligowski i in., 2009). Na pozostałych posterunkach opadowych w regionie średnie sumy roczne opadu mieszczą się w granicach 650-800 mm. W przebiegu rocznym opadów zdecydowanie przeważają opady półrocza letniego (V-X). Stanowią one ok. 65% sumy rocznej. Maksimum opadów przypada w większości stacji opadowych na lipiec. Cechą charakterystyczną przebiegu opadów w Górach Świętokrzyskich jest wysoki udział opadów w postaci stałej. Jest on o po-

nad 2% wyższy w porównaniu z obszarami sąsiednimi. Odrębność struktury opadów Gór Świętokrzyskich i ich obrzeża w stosunku do pozostałej części województwa wykazuje także współczynnik śnieżności. Obliczony dla stacji meteorologicznej Kielce (stosunek opadu w postaci śniegu do opadu całkowitego) wyniósł 18%, w stosunku do stacji Sandomierz 14% i Radom 14% (Biernat, 1992).

Warunki parowania i niedobory opadów w obszarze Gór Świętokrzyskich analizowano na podstawie klimatycznego bilansu wodnego (różnica między sumą opadów w danym okresie a parowaniem potencjalnym). Parowanie potencjalne w okresie wegetacyjnym (IV-X) wynosi tu od 630 mm na północy do 720 mm w południowo-wschodniej części analizowanego obszaru (rys. 4).



Rys. 4. Zbiorniki wodne istniejące (1 – pow. 10 ha, 2 – od 2 do 10 ha, 3 – pon. 2 ha) i planowane (I – pow. 10 ha, II – pon. 10 ha) na tle przebiegu izohiet (A – rok) i izotim (B – półrocze letnie)

Fig. 4. Water reservoirs existing (1 – greater than 10 ha, 2 – 2-10 ha, 3 – below 2 ha), planned water reservoirs (I – greater than 10 ha, II – below 10 ha), isohiets (A – mean yearly) and potential evaporation contours (B – In warm season).

Dodatknie wartości bilansu występują jedynie w zachodniej i środkowej części Gór Świętokrzyskich, natomiast ujemne na pozostałym obszarze. W południowo-wschodniej części Gór niedobór opadu w stosunku do możliwości ewaporacyjnych przekracza 250 mm.

Zaprojektowanie zbiornika wodnego zasilanego wodą z cieków wymaga znajomości charakterystyk hydrologicznych. Zasobność wodną zlewni Gór Świętokrzyskich określono średnią roczną wartością współczynnika odpływu jednostkowego. W ich obrębie wykazuje on dość duże zróżnicowanie. Najwyższymi wartościami w wieloleciu 1961-2000 charakteryzują się zlewnie odwadniające Łysogóry (Belnianka po profil w Daleszycach – $7,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) oraz zachodnią część Gór Świętokrzy-

skich (Lubrzanka – $6,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Bobrza $6,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Uboga w wodę jest zlewnia Koprzywanki oraz Łagowicy, gdzie średnie odpływy jednostkowe nie przekraczają $4,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. W zlewni Koprzywnicy po Klimontów średni roczny odpływ jednostkowy wynosi zaledwie $q=3,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ i nawiązuje w ten sposób do średnich wartości tej charakterystyki na obszarze niżu polskiego (Stachy, 1987).

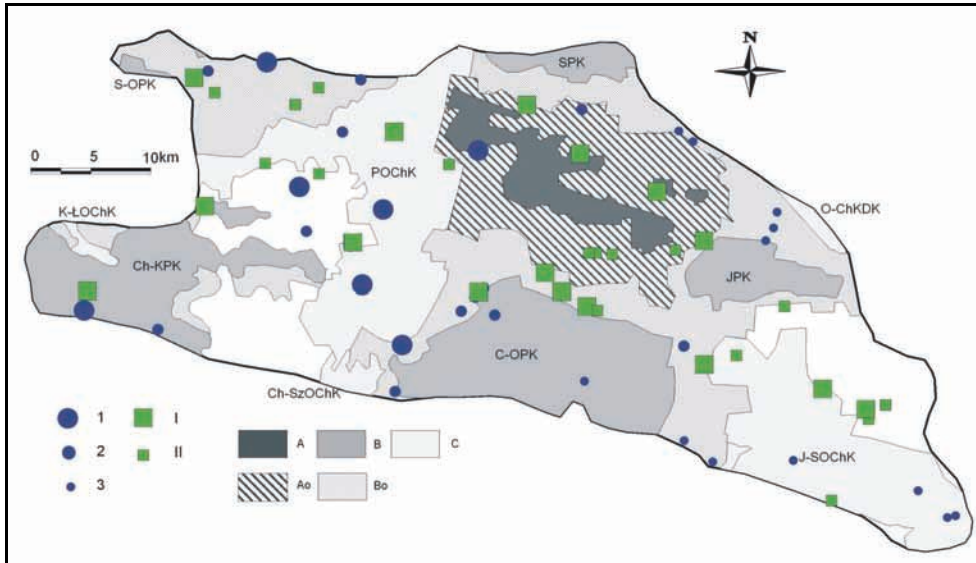
Istotne cechy odpływu rzek dobrze przedstawiają charakterystyczne odpływy jednostkowe. W okresie największych wezbrań odpływy jednostkowe osiągnęły $WWq=442 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ w zlewni Belnianki i ponad $300 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ w zlewni Koprzywianki (po Klimontów), Lubrzanki i Bobrzy. Świadczą one o dużej dynamice odpływu powierzchniowego, wynikającego z położenia górnych części zlewni w obszarze najwyższych pasm Gór Świętokrzyskich, w związku z czym ich reakcja na opady o dużym natężeniu jest podobna do reakcji zlewni górskich. Nietypowym przykładem jest odpływ ze zlewni Koprzywianki. Bardzo wysokim wartościom WWq towarzyszą najniższe w regionie odpływy minimalne NNq ($0,14 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Koprzywianka wypływa z północnych stoków Pasma Jeleniowskiego i początkowo przepływa przez obszar o urozmaiconej rzeźbie. Wpływ na szczególny charakter odpływu tej rzeki ma podłoże. Dużą część zlewni stanowią pokrywy lessowe o dużej miąższości, w nich wytworzyła się gęsta sieć płynących okresowo i epizodycznie cieków. Pod wpływem opadów o dużym natężeniu, następuje gwałtowny spływ powierzchniowy po stokach o dużym nachyleniu. W okresach posusznych, na skutek niskiego położenia zwierciadła wód gruntowych, zasilanie podziemne koryta rzeczno jest niewielkie.

W obrębie Gór Świętokrzyskich istnieje wyraźne zróżnicowanie średnich miesięcznych wartości odpływu jednostkowego. Największe wartości pojawiają się w marcu ($q_{\max}=14,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ – na Belniance, w małych zlewniach, np. Jaślanej przekraczają $16 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), a najmniejsze we wrześniu ($q_{\min}=1,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ – na Koprzywiance po Klimontów). W zlewniach rolniczych i rolniczo-leśnych omawianego obszaru ekstremalnie wysokie wartości odpływu jednostkowego osiągają w lipcu $200 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a w zurbanizowanej zlewni Silnicy przekraczają $500 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Ciupa, 2009).

W Górach Świętokrzyskich obszary objęte różnymi formami ochrony przyrody (m.in. 1 park narodowy, 5 parków krajobrazowych, 4 obszary chronionego krajobrazu, kilka zespołów przyrodniczo-krajobrazowych i kilkadziesiąt użytków ekologicznych) obejmują 90,5% powierzchni. Z tego względu znaczna liczba istniejących i projektowanych zbiorników retencyjnych położona jest w ich zasięgu. Wymagają one zatem szczególnie racjonalnych zasad gospodarowania i specjalnego potraktowania w projektach dokonywanych tam zmian.

W Świętokrzyskim Parku Narodowym nie istnieją zbiorniki wodne o powierzchni 1 ha, natomiast w otulinie znajdują się dwa zbiorniki retencyjne: Wilków na Dopływie ze Świętej Katarzyny oraz na rzece Sieradowiance (w pobliżu Tarczka), a przewiduje się utworzenie lub modernizację 8. Ponadto planuje się budowę w parkach krajobrazowych i ich otulinach (częściowo pokrywających się z obszarami chronionego krajobrazu) – 19 obiektów oraz na terenach nie podlegających ochro-

nie – 5 (rys. 5). Warto zwrócić uwagę, że dla projektowanych i modernizowanych zbiorników wodnych, należy opracować szczegółowe raporty ich wpływu na obszar chroniony. Ekspertyzy te powinny wykazać zasadność budowy obiektów w tym terenie, z uwzględnieniem zakazów ustalonych w ustawie o ochronie przyrody dla wymienionych form ochrony przyrody.

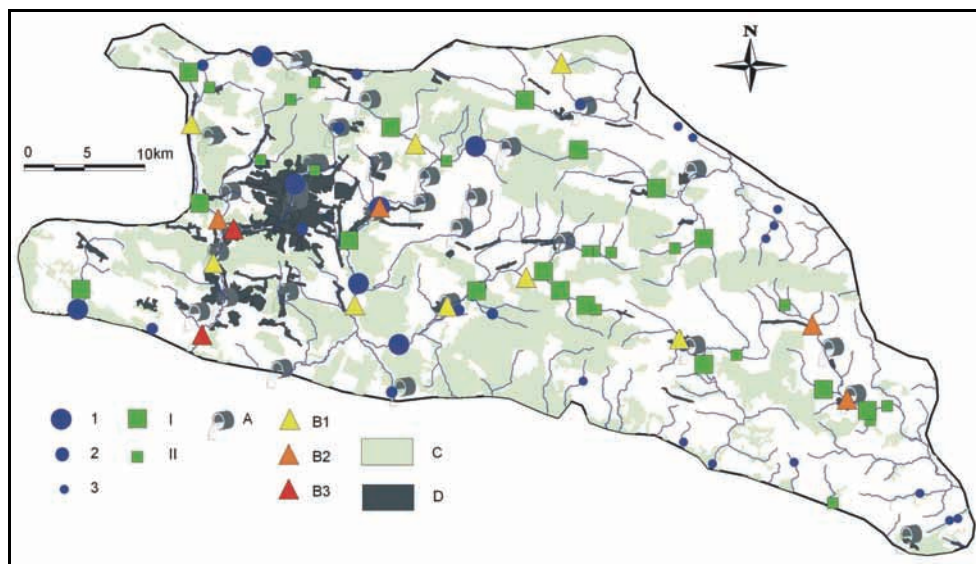


Rys. 5. Zbiorniki wodne istniejące (1 – pow. 10 ha, 2 – od 2 do 10 ha, 3 – pon. 2 ha) i planowane (I – pow. 10 ha, II – pon. 10 ha) na tle zasięgu obszarowych form ochrony przyrody (A – ŚPN, Ao – otulina ŚPN, C – parki krajobrazowe: Ch-KPK – Chęcińsko-Kielecki, S-OPK – Suchedniowsko-Oblegorski, SPK – Sieradowicki, JPK – Jeleniowski, C-OPK – Cisowsko-Orłowski, Co – otulina parku krajobrazowego, D – obszary chronionego krajobrazu: J-SOChK – Jeleniowski-Staszowski, Ch-SzOChK – Chmielnicko-Szydłowski, K-ŁOChK – Konecko-Łopuszański, POChK – Podkielecki, OChKDK – Doliny Kamiennej).

Fig. 5. Water reservoirs existing (1 – greater than 10 ha, 2 – 2-10 ha, 3 – below 2 ha), planned water reservoirs (I – greater than 10 ha, II – below 10 ha) and natural protected areas (A – Świętokrzyski National Park, Ao – buffer zone of ŚPN, C – landscape parks: Ch-KPK – Chęcińsko-Kielecki, S-OPK – Suchedniowsko-Oblegorski, SPK – Sieradowicki, JPK – Jeleniowski, C-OPK – Cisowsko-Orłowski, Co – buffer zone of landscape parks, D – landscape protection area: J-SOChK – Jeleniowski-Staszowski, Ch-SzOChK – Chmielnicko-Szydłowski, K-ŁOChK – Konecko-Łopuszański, POChK – Podkielecki, OChKDK – Doliny Kamiennej).

Jedno z ważniejszych zagrożeń zbiorników wynika z ich zasilania wodami o stosunkowo niskiej jakości, co szczególnie jest widoczne w zlewniach miejskich Kielc (Ciupa, 2009). Dlatego też na rzece Bobrzy, poniżej obszaru zurbanizowanego Kielc i jego strefy podmiejskiej, prowadzącej wody niskiej jakości (zrzuty ścieków z kanalizacji deszczowej i oczyszczalni ścieków) nie planuje się lokalizacji zbiorników wodnych. W wypadku planowanej budowy zbiorników, np. rolniczej zlewni Koprzywianki, gdzie rzeki prowadzą wody o stosunkowo niskiej jakości (3 klasa czystości) ich funkcja rekreacyjna będzie zagrożona. Odśrodkowy układ rzek wy-

plywających głównie z terenów zalesionych centralnej części Gór Świętokrzyskich sprzyja dobrej jakości wód powierzchniowych a to z kolei korzystnie wpływa na proponowaną lokalizację zbiorników (rys. 6).



Rys. 6. Zbiorniki wodne istniejące (1 – pow. 10 ha, 2 – od 2 do 10 ha, 3 – pon. 2 ha) i planowane (I – pow. 10 ha, II – pon. 10 ha), miejsca zrzutu ścieków (A) oraz stan czystości wód rzecznych w przekrojach pomiarowych WIOŚ (B) na tle kompleksów leśnych (C) i obszarów zurbanizowanych (D).

Fig. 6. Water reservoirs existing (1 – >10 ha, 2 – 2-10 ha, 3 – <2ha), planned water reservoirs (I – >10 ha, II – <10 ha), main sewage discharge points (A), river quality sampling points (B), forests (C) and urban areas (D).

PODSUMOWANIE

Preferowanym kierunkiem działań w zakresie małej retencji w regionie Gór Świętokrzyskich powinna być budowa i odbudowa urządzeń piętrzących i małych zbiorników wodnych, zwłaszcza tam, gdzie pozwalają na to warunki terenowe.

Struktura bilansu wodnego w wielu obszarach omawianego regionu jest niekorzystna. W środkowej części występują stosunkowo wysokie opady (a także akumulacja opadów w postaci pokrywy śnieżnej), urozmaicona rzeźba ze znacznymi spadkami zboczy pokrytych zwietrzeliną, niska przepuszczalność głębszego podłoża. Wpływają one na przewagę odpływu powierzchniowego nad podziemnym, jak również znaczny udział odpływu roztopowego w odpływie rocznym, których rezultatem są wysokie fale wezbraniowe. Sytuacja ta wskazuje na potrzebę rozwoju wszelkich form zatrzymywania wody, ograniczenia odpływu bezpośredniego na korzyść podziemnego. Ponadto na długich odcinkach występują wąskie i głęboko wcięte w podłoże doliny rzeczne sprzyjające przegradzaniu ich urządzeniami piętrzącymi.

Lokalizacja zbiorników małej retencji szczególnie jest pożądana w obszarach o najuboższych zasobach wodnych ze względu na warunki klimatyczne, tj. w zlewni Koprzywianki i Czarnej Staszowskiej. Deficyt opadów w stosunku do parowania potencjalnego przekracza tu ponad 200 mm ciągu roku. Występujące okresowo niedobory wody nie pozwalają na zaspokojenie potrzeb gospodarczych i utrzymanie dobrego stanu ekologicznego wód powierzchniowych. Dodatkowo podłoże lessowe we wschodniej części Gór Świętokrzyskich w warunkach umiarkowanego zasilania atmosferycznego tworzy warstwę sprzyjającą infiltracji, ale trudno odsączalną.

Czynnikiem sprzyjającym rozwojowi form małej retencji jest także działalność gospodarcza związana z eksploatacją odkrywkową surowców skalnych. Pozostałości w postaci wyrobisk stanowić mogą często dobre warunki do retencionowania wody. Potwierdza to istnienie obecnie na analizowanym obszarze wielu obiektów małej retencji zlokalizowanych w kamieniołomach, piaskowniach czy zwirowniach). Z drugiej jednak strony górnictwo odkrywkowe przyczyniło się (obok nadmiernej eksploatacji wód podziemnych) do powstania odwodnień i wytworzenia się lejów depresyjnych.

Czynnikiem ograniczającym możliwość dowolnej lokalizacji zbiorników wodnych małej retencji w Górach Świętokrzyskich jest duży udział obszarów chronionych. Istnieje bowiem konflikt pomiędzy obowiązkami ochrony środowiska przyrodniczego na tych terenach a oddziaływaniem potencjalnych zbiorników wodnych na otoczenie i późniejszą działalnością w zakresie gospodarki wodnej. W takich sytuacjach wymagane jest określenie szczególnie racjonalnych zasad gospodarowania.

Większość istniejących i planowanych zbiorników wodnych na obszarze Gór Świętokrzyskich pełni oprócz funkcji retencyjnej – rekreacyjną. Szczególnie istotna jest przy tym jakość wód zasilających zbiornik, która jednak w wielu ciekach jest niezadowalająca, ograniczając w ten sposób turystyczne przeznaczenie wymienionych obiektów.

SUMMARY

THE NATURAL AND ANTHROPOGENIC CONDITIONS OF LOCALIZATION OF PONDAGE RESERVOIRS IN THE HOLY CROSS MOUNTAINS

The aim of the study is to present the selected natural and anthropogenic conditions which determine the localization of pondage reservoirs in Holy Cross Mountains. Holy Cross Mountains are a physico-geographical mesoregion of the area of 1680 km² drained by the Nida, Kamienna, Czarna Staszowska and Koprzywianka rivers. The analyzed area is entirely situated in Świętokrzyskie province.

In the Holy Cross Mountains there are 31 pondage reservoirs (>1 ha). The greatest number of them is localized in the Nida river catchment (17). There is planned creating (until 2020) of 32 water reservoirs of the area of at least 1 ha. Most of the discussed objects have retention-recreational allocation, part of them - flood controlling, power supplying, fishing.

There are two groups of factors which determine the localization of the pondage reservoirs in świętokrzyskie region: natural and anthropogenic. The first group embraces lithological features of soils, morphological features and climate constituents. In the group of human-dependent factors there are: utilization and area development elements affecting the circulation dynamics and quality of waters.

LITERATURA

- BIERNAT T., 1992: *Akumulacja śnieżna na obszarach zlewni w regionie świętokrzyskim*. [w:] Wybrane zagadnienia gospodarki wodnej w systemie zlewni województwa kieleckiego. Wyd. KTN, Kielce.
- BIERNAT T., CIUPA T., KUPCZYK E., 2000: *Środowisko wodne Świętokrzyskiego Parku Narodowego i jego ochrona*. Prace Instytutu Geografii AŚ w Kielcach, nr 5. Kielce.
- CIUPA T., 2003: *Wpływ miejskiego zbiornika wodnego na procesy hydrologiczne i fluwialne w rzece Silnicy (Kielce)*. VII Ogólnopolska Konferencja Limnologiczna nt. Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior. Akademia Świętokrzyska Instytut Geografii, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Kielce.
- CIUPA T., 2009: *Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialny w małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Silnicy (Kielce)*. UJK, Kielce.
- KONDRACKI J., 2002: *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa.
- KOWALCZAK P., 2002: *Hierarchia potrzeb obszarowych małej retencji dla województwa zachodniopomorskiego*. IMGW, Warszawa.
- Program małej retencji dla województwa świętokrzyskiego*. 2006. SZMiUW, Kielce.
- STACHY J. (red.), 1987: *Atlas Hydrologiczny Polski*. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- SULIGOWSKI R., KUPCZYK E., KASPRZYK A., KOŚLACZ R., 2009: *Woda w środowisku przyrodniczym województwa świętokrzyskiego*. Instytut Geografii UJK, Kielce.

Dr Tadeusz Biernat

tadeusz.biernat@ujk.kielce.pl
Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy
Jana Kochanowskiego
ul. Świętokrzyska 15
25-406 Kielce

Dr Tadeusz Ciupa

tcupa@ujk.kielce.pl
Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy
Jana Kochanowskiego
ul. Świętokrzyska 15
25-406 Kielce

Dr Roman Suligowski

roman.suligowski@ujk.kielce.pl
Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy
Jana Kochanowskiego
ul. Świętokrzyska 15
25-406 Kielce

PRZYRODNICZE UWARUNKOWANIA WYSTĘPOWANIA SUBSTANCJI OPTYCZNIE AKTYWNYCH W JEZIORACH POMORSKICH*

Dariusz BOROWIAK, Magdalena BOROWIAK, Włodzimierz GOLUS

Katedra Limnologii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Abstrakt: Rola morfometrii jezior i struktury materialnej ich zlewni całkowitych i bezpośrednich w kształtowaniu stężeń substancji optycznie aktywnych oparta została na modelowaniu z wykorzystaniem krokowej regresji wielokrotnej. Badaniami objęto 105 jezior pomorskich. Jako charakterystyki składu materii optycznie aktywnej wykorzystano: barwę wody, rozpuszczony węgiel organiczny, chlorofil a, trypton, seston oraz mętność.

Stwierdzono, że obserwowane różnice stężeń substancji optycznie aktywnych w badanych zbiornikach mogą być w 47-75% wyjaśnione przez parametry morfometrii misy jeziornej oraz parametry opisujące rozmiar i powierzchnię topograficzną zlewni, jej strukturę użytkowania, litologię i pokrywę glebową oraz strukturę hydrograficzną.

Najsilniejszą moc predykcji wykazały modele przeznaczone do prognozowania barwy wody i rozpuszczonego węgla organicznego ($r^2 > 0,7$) oraz suchej masy sestonu (mętności) ($r^2 > 0,6$). W pozostałych modelach współczynniki determinacji (r^2) przyjmowały wartości poniżej 0,55.

Wpływ zlewni w kształtowaniu stężeń rozpuszczonego węgla organicznego i barwy wody jest dominujący. W ponad 50% międzyjeziorną zmienność tych wskaźników można wyjaśnić na bazie analizy charakterystyk fizjografii zlewni. Rola innych czynników, nie przekracza 25-30%.

W przypadku pozostałych substancji optycznie aktywnych rola czynnika zlewniowego ulega redukcji do 20-30%. Wpływ parametrów zlewni i morfometrii misy ulegają zrównoważeniu oraz wyrażniejsze stają się oddziaływania dalekiego otoczenia (klimat) i cechy jakościowe wody jeziornej kształtowane klimatem.

Słowa kluczowe: substancje optycznie aktywne, jeziora pomorskie, morfometria mis jeziornych, parametry zlewni, regresja wielokrotna.

WPROWADZENIE

W wodach jeziornych znajduje się zróżnicowana zbiorowość rozpuszczonych, koloidalnych i cząsteczkowych związków oraz substancji pochodzenia organicznego i mineralnego, które w mniejszym lub większym stopniu modyfikują transmisję promieniowania słonecznego w środowisku wodnym. Tylko część z występujących w wodach naturalnych substancji traktować można jako czynniki znacząco wpływające na pochłanianie (absorpcję) i rozpraszanie promieniowania słonecznego, a tym samym będących substancjami optycznie aktywnymi (*optically active substances*, OAS).

* Badania wykorzystane do przygotowania niniejszej pracy zostały sfinansowane ze środków przyznanych autorom przez Rektora Uniwersytetu Gdańskiego w ramach projektu badawczego BW G125-5-0221-9.

Zasadniczo, osłabianie (absorpcja i rozpraszanie) promieniowania słonecznego przenikającego w głąb zbiornika wodnego utożsamiane jest z następującymi komponentami ekosystemu wodnego (Kirk, 1994; Davies-Colley i in., 2003; Woźniak, Dera, 2007): cząsteczki wody, organizmy fotosyntezujące, rozpuszczone substancje organiczne (substancje żółte), trypton mineralny (zawiesiny mineralne) i trypton organiczny (detrytus).

Zawartość organicznej i mineralnej materii rozpuszczonej oraz cząsteczkowej w ekosystemach jeziornych jest kształtowana przez wiele czynników zewnętrznych i wewnętrznych, które ostatecznie decydują o ich własnościach optycznych. Czynnikami tymi mogą być oddziaływania o charakterze lokalnym i regionalnym wynikające z odmiennej struktury materialnej obszarów alimentacyjnych jezior, a także oddziaływania strefowe lub mające nawet zasięg globalny. Zatem o ilościowej i jakościowej zasobności ekosystemów jeziornych w substancje optycznie aktywne będą decydowały:

- allogeniczny dopływ materiału ze zlewni, odzwierciedlający regionalną i lokalną charakterystykę obszaru alimentacji obejmującą zróżnicowanie jego powierzchni topograficznej, geologii utworów powierzchniowych, struktury użytkowania gruntów, stopnia zorganizowania sieci wodnej i jej różnorodność, itd.,
- autogeniczna produkcja materii organicznej, będąca następstwem pozycji zajmowanej przez jezioro w hierarchicznie postępującej sukcesji limnologicznej, ukształtowanej intensywnością wymiany masy i energii z otoczeniem oraz wewnętrznymi procesami transformacyjnymi zachodzącymi już w samym ekosystemie jeziornym,
- resuspensja i redystrybucja wewnętrznego ładunku materii, warunkowana zasadniczo morfometrią misy jeziornej, a także czynnikami klimatycznymi i ich czasową zmiennością,
- uwarunkowania zewnętrzne (wpływ elementów dalekiego otoczenia) wynikające ze strefowo kształtowanej cyrkulacji atmosferycznej i długookresowej oraz sezonowej fluktuacji i zmienności parametrów klimatycznych.

Silne zdeterminowanie ekosystemów limnicznych zewnętrznymi warunkami przyrodniczymi czyni z jezior obiekty łatwo dostosowujące się do zmian zachodzących w ich otoczeniu (Lange, 1986). Chociaż proces dostosowywania się do warunków otoczenia, przybierający formę wewnętrznych transformacji ekosystemu, jest procesem powszechnym i ciągłym to nie przebiega on we wszystkich jeziorach z jednakowym natężeniem o czym świadczy dobitnie różnorodność rzeczywiście występujących w środowisku przyrodniczym typów jezior wydzielanych niezależnie od przyjętego kryterium podziału.

Pomimo regionalnych podobieństw jeziora wykazują więc pewien zakres indywidualizmu, który uzależniony jest od stopnia integracji jeziora z jego obszarem alimentacyjnym i funkcji hydrologicznej jaką ono pełni w systemie zorganizowanego odpływu (Drwal, 1985; Borowiak, 2000; Bajkiewicz-Grabowska, 2002; Borowiak, Barańczuk, 2006), od stopnia przyrodniczego zróżnicowania oraz antropogenicznego zagospodarowania zlewni jeziornej (Bajkiewicz-Grabowska, 1981; Rasmussen

i in., 1989; Wołock i in., 1989; Houle i in., 1995; Håkanson, 1996; Borowiak, 2000), a także indywidualnej predyspozycji jeziora na oddziaływania zewnętrzne czy wielkość produkcji biologicznej (Rawson, 1955; Patalas, 1960; Lange, 1986; Bajkiewicz-Grabowska, 1987; Hanna, 1990; Kudelska i in., 1992).

W celu kwantyfikacji wpływu różnoskalowych czynników środowiskowych na koncentrację i genetyczne zróżnicowanie składników optycznie aktywnych w wodach jezior pomorskich przeprowadzono wieloczynnikową analizę statystyczną, w której jako zmienne objaśniające wykorzystano morfometryczne i fizjograficzne charakterystyki zlewni (całkowitej i bezpośredniej), a także parametry rozmiaru, formy oraz parametry specjalne misy jeziornej.

OBSZAR BADAŃ

Badaniami objętych zostało 105 jezior pomorskich położonych w najbardziej zasobnej w jeziora strefie wododziałowej Pomorskiego Działu Wodnego, a zlokalizowanych w granicach następujących jednostek fizycznogeograficznych w randze mezoregionów (Kondracki, 2000): Pojezierze Kaszubskie, Pojezierze Bytowskie, Równina Charzykowska oraz Wysoczyzna Polanowska. Całkowity obszar objęty badaniami wyznaczają skrajnie położone jeziora: na zachodzie Jezioro Dźwierzynskie ($17^{\circ} 01,5' E$), na wschodzie Jezioro Łąkie ($18^{\circ} 14,1' E$), na północy Jezioro Miłoszewskie ($54^{\circ} 26,7' N$) oraz na południu Jezioro Skąpe ($53^{\circ} 54,2' N$).

Pod względem morfometrycznym, wielkości obszaru alimentacji czy funkcji hydrologicznej jakie pełnią w systemie odwadniania analizowane jeziora wykazują znaczne zróżnicowanie (tab. 1), co umożliwia ekstrapolację uzyskanych wyników na większość zbiorowości jeziornych położonych w granicach Niżu Polskiego.

Tabela 1. Podstawowe cechy morfometryczne, zlewniowe oraz hydrologiczne badanych jezior pomorskich.

Table 1. Primary features of morphometry, catchment and hydrology of the studied Pomeranian lakes.

	LA	$Z_{\max}$	Z_m	V	TDA	TDA/LA	FR
Minimum	0,10	3,0	1,4	0,30	0,67	1,78	0,00
Maksimum	7,37	45,0	15,5	82,52	212,25	665,01	127,50
Średnia $\pm$ s.d.	$0,86 \pm 1,16$	$18,5 \pm 9,5$	$6,7 \pm 3,0$	$6,84 \pm 12,26$	$26,50 \pm 42,13$	$39,56 \pm 77,41$	$2,78 \pm 12,83$
Mediana	0,45	16,5	6,5	2,86	9,25	18,80	0,34

Objaśnienia: LA – powierzchnia jeziora (km^2), $Z_{\max}$ – głębokość maksymalna (m), Z_m – głębokość średnia (m), V – objętość (hm^3), TDA – powierzchnia zlewni całkowitej (km^2), TDA/LA – stosunek powierzchni zlewni do powierzchni jeziora (zlewnia właściwa) (bezwymiarowy), FR – tempo wymiany wody (rok^{-1}).

Denotations: LA – lake area (km^2), $Z_{\max}$ – maximum depth (m), Z_m – mean depth (m), V – volume (hm^3), TDA – total catchment area (km^2), TDA/LA – total catchment area to lake area ratio (nondimensional), FR – flushing rate (yr^{-1}).

METODY BADAŃ

W celu scharakteryzowania międzyjeziornych różnic w kontekście odmienności warunków kształtowania ilościowego i jakościowego składu materii optycznie aktywnej jako zmienne objaśniane przyjęto traktować:

- rzeczywistą barwę wody (TCU) oraz stężenie rozpuszczonego węgla organicznego (DOC), jako parametry opisujące zawartość w wodzie rozpuszczonej materii organicznej,
- chlorofil *a*, będący miarą koncentracji fitoplanktonu,
- mętność wody (TUR) i koncentrację sestonu (TSM) jako wyznaczniki całkowitej zawartości zawieszonej substancji cząsteczkowej,
- koncentrację zawiesiny niefitoplanktonowej (NAP), ilościowo określającej zawartość zawiesiny abiotycznej (nieożywionej).

Informacje odnoszące się do wymienionych cech jakościowych wód jeziornych zebrano podczas eksperymentu terenowego przeprowadzonego w latach 2003-2007 w okresie wiosna-jesień (3-4 serie pomiarowe na każdym zbiorniku). W trakcie eksperymentu terenowego wykonywano również pomiary hydrometryczne, które pozwoliły na szacunkową ocenę wymiany wody w badanych jeziorach.

Charakterystyki struktury materialnej zlewni wyznaczono z map topograficznych oraz map tematycznych w skali 1:25 000. Z kolei parametry morfometryczne mis jeziornych wyprowadzono na podstawie planów batymetrycznych Instytutu Rybactwa Śródlądowego w Olsztynie oraz samodzielnie wykonanych pomiarów głębokościowych jezior.

Tak przygotowany materiał stanowił podstawę do opracowania empirycznych modeli do prognozowania stężeń substancji optycznie aktywnych opartych na charakterystykach morfometrii jezior (parametry proste odniesione do przestrzeni dwuwymiarowej i opisujące zewnętrzne wymiary jeziora, parametry subakwalne odnoszące się do kształtu i formy misy jeziornej lub ich wzajemne transformacje, parametry dynamiki krążenia i wymiany wody) oraz charakterystykach zlewni odnoszących się do jej struktury materialnej (rozmiar i powierzchnia topograficzna zlewni, struktura użytkowania gruntów, litologia i pokrywa glebowa, struktura hydrograficzna).

W konstrukcji modeli prognostycznych wykorzystano analizę regresji wielokrotnej korzystając z pakietu oprogramowania Statistica (Statsoft, 1997). W modelowaniu uwzględniano zarówno samodzielny wpływ parametrów misy jeziornej i parametrów zlewni jak też ich łączne oddziaływanie na stężenia substancji optycznie aktywnych w wodach jeziornych. Definiowanie modelu odbywało się w *n*-krokach przyjmując na każdym z nich ten parametr, który najsilniej wpływał na objaśnianą substancję optycznie aktywną. Analizę przerywano jeżeli kolejny parametr był statystycznie nieistotny ($p > 0,01$) lub po zintegrowaniu w modelu maksymalnej liczby sześciu parametrów. Łącznie w analizie statystycznej uwzględniono 31 parametrów misy jeziornej i/lub ich transformacji oraz 66 parametrów zlewni całkowitej i bezpośredniej.

Przykładowy rezultat opracowanego modelu empirycznego zdefiniowanego w odniesieniu do koncentracji suchej masy sestonu (TSM) przedstawiono w tabeli nr 2.

Tabela 2. Przykładowy model prognostyczny dla sestonu ($y = \lg(\text{TSM})$; TSM w mg l^{-1}). W tabeli ukazano współczynniki determinacji (r^2) i współczynniki równania regresji wielokrotnej otrzymane na poszczególnych etapach aproksymacji.

Table 2. Example of the prognostic model for seston ($y = \lg(\text{TSM})$; TSM in mg l^{-1}). In the table coefficients of determination (r^2) and coefficients of stepwise multiple regression have been showed.

Krok	Parametr	r^2	Model
A.	$\lg(\text{TSM})$		vs. parametry misy jeziornej
1.	$\lg(1 + \text{FR})$	0,313	$y = 0,463 x_1 + 0,597$
2.	$z_{\text{WB}}/z_{\text{m}}$	0,432	$y = 0,358 x_1 + 0,527 x_2 + 0,471$
3.	$\lg(z_{\text{max}})$	0,461	$y = 0,313 x_1 + 0,427 x_2 - 0,238 x_3 + 0,798$
B.	$\lg(\text{TSM})$		vs. parametry zlewni
1.	$\lg(1 + \text{TDN})$	0,324	$y = 0,263 x_1 + 0,525$
2.	TBU	0,385	$y = 0,255 x_1 + 0,020 x_2 + 0,492$
3.	$\lg(\text{TDA}/\text{LA})$	0,420	$y = 0,181 x_1 + 0,017 x_2 + 0,158 x_3 + 0,347$
4.	$\lg(1 + \text{TF})$	0,445	$y = 0,216 x_1 + 0,021 x_2 + 0,145 x_3 + 0,228 x_4 - 0,054$
C.	$\lg(\text{TSM})$		vs. parametry misy jeziornej i zlewni
1.	$\lg(1 + \text{TDN})$	0,324	$y = 0,263 x_1 + 0,525$
2.	$\lg(z_{\text{m}})$	0,517	$y = 0,236 x_1 - 0,623 x_2 + 1,031$
3.	TBU	0,611	$y = 0,224 x_1 - 0,679 x_2 + 0,025 x_3 + 1,037$
4.	Alt	0,634	$y = 0,203 x_1 - 0,698 x_2 + 0,028 x_3 - 0,003 x_4 + 1,530$

Objaśnienia: FR – tempo wymiany wody (rok^{-1}), $z_{\text{WB}}/z_{\text{m}}$ – stosunek głębokości podstawy fali do głębokości średniej (bezwymiarowy), z_{max} – głębokość maksymalna (m), TDN – długość sieci rzecznej w zlewni całkowitej (km), TBU – udział terenów zabudowanych w zlewni całkowitej (%), TDA/LA – stosunek powierzchni całkowitej zlewni do powierzchni jeziora (zlewnia właściwa) (bezwymiarowy), TF – udział obszarów zalesionych w zlewni całkowitej (%), z_{m} – głębokość średnia (m), Alt – wysokość bezwzględna (m n.p.m.)

Denotations: FR – flushing rate (yr^{-1}), $z_{\text{WB}}/z_{\text{m}}$ – wave base depth to mean depth ratio (nondimensional), z_{max} – maximum depth (m), TDN – length of the river network in total catchment (km), TBU – percentage of built-up areas in total catchment (%), TDA/LA – total catchment area to lake area ratio (nondimensional), TF – percentage of forests in total catchment (%), z_{m} – mean depth (m), Alt – altitude (m a.s.l.)

W dalszym postępowaniu wykorzystując wyznaczone empiryczne wieloczynnikowe modele prognostyczne jak też algorytmy statystyczne opracowane przez L. Håkansona (1999, 2004), które umożliwiają ustalenie wartości średniego wewnątrzjeziornego współczynnika zmienności (CV) dla każdego parametru jakości wody, a w konsekwencji najwyższą możliwą do osiągnięcia wartość referencyjną współczynnika determinacji przeprowadzono końcową, syntetyczną estymację względnego (procentowego) udziału różnoskalowych oddziaływań na kształtowanie się warunków optycznych jezior pomorskich.

WYNIKI

Barwa wody (rozpuszczona materia organiczna)

Rezultaty krokowej analizy regresji wielokrotnej dla zbiorowości jezior pomorskich w przypadku rzeczywistej barwy wody (TCU) pokazały, że ograniczając rozważania tylko do parametrów morfometrycznych jezior jedynie niecałe 21% zmienności barwy wody może być wyjaśnione czynnikiem morfometrycznym (tab. 3). Największą moc predykcji rzeczywistej barwy wody pośród charakterystyk rozmiaru i formy mis jeziornych wykazują głębokość średnia jeziora (z_m) oraz tempo przemywania jeziora (FR), które wykazują odwrotnie proporcjonalną zależność z barwą wody.

Tabela 3. Zestawienie teoretycznie najwyższych referencyjnych współczynników determinacji (r_r^2), maksymalnych współczynników determinacji otrzymanych z regresji wielokrotnej wykorzystujących parametry morfometrii misy jeziornej (r_{mor}^2), parametry zlewni ($r_{zlewnia}^2$) oraz parametry morfometryczne i zlewniowe ($r_{zint.egr}^2$), a także procentowy udział czynników morfometrycznych jezior (%MORF), czynników zlewniowych (%ZLEWNIA), pozostałych czynników (%INNE) i wewnętrznej niepewności (%NPEW) w wyjaśnianiu zróżnicowania parametrów jakości wody pomiędzy jeziorami pomorskimi.

Table 3. Specification of the theoretically highest reference coefficients of determination (r_r^2), maximum coefficients of determination obtained from stepwise regression using lake basin morphometry parameters (r_{mor}^2), catchment parameters ($r_{zlewnia}^2$) and both basin and catchment parameters ($r_{zint.egr}^2$), as well as percentage share of lake basin (%MORF), catchment (%ZLEWNIA) and other (%INNE) features and internal uncertainty (%NPEW) in explanation of the differences in water quality parameters amongst Pomeranian lakes

Parametr	r_r^2	r_{mor}^2	$r_{zlewnia}^2$	$r_{zint.egr}^2$	%MORF	%ZLEWNIA	%NPEW	%INNE
Barwa rzeczywista	0,97	0,21	0,66	0,71	17	54	3	26
DOC	0,97	0,34	0,65	0,76	26	50	3	21
Chlorofil <i>a</i>	0,96	0,39	0,42	0,52	25	27	4	44
Trypton	0,97	0,30	0,25	0,47	26	21	3	50
Seston	0,97	0,46	0,45	0,63	32	31	3	34
Mętność	0,97	0,46	0,44	0,63	32	31	3	34

Znacznie wyższy ładunek informacji wyjaśniającej zabarwienie wody wnoszą z kolei charakterystyki zlewniowe. Ich łączna predykcja sięga 65%. Dwoma najważniejszymi parametrami zlewni jawią się gęstość sieci drenażu oraz udział torfowisk i obszarów trwale podmokłych w powierzchni całkowitej zlewni. Wraz ze wzrostem powierzchni zajętej przez torfowiska i przy bardziej rozwiniętej, a tym samym sprawniejszej, sieci naturalnych cieków oraz rowów odwadniających wzrasta barwa wody, czego należałoby oczekiwać. Znaczącymi okazały się być również udział piasków gliniastych w zlewni bezpośredniej oraz powierzchni leśnych w zlewni całkowitej.

Łącznie parametry fizjograficzne zlewni oraz morfometrii misy jeziornej wyjaśniają 71% zmienności barwy wody w jeziorach pomorskich, a w przypadku prognozowania rzeczywistych stężeń rozpuszczonego węgla organicznego stopień wyjaśniania sięga nawet 76% (tab. 3). W obu przypadkach parametry wyjaśniające pozostają zasadniczo te same, zmienia się jedynie ich wartość prognostyczna.

Koncentracja fitoplanktonu

W opracowanym modelu do opisu stężeń fitoplanktonu przyjęto koncentracje chlorofilu *a*, będącego uniwersalnym barwnikiem asymilacyjnym znajdującym się w komórkach wszystkich glonów. Jak ukazuje tabela 3 wpływ parametrów morfometrii misy jeziornej oraz charakterystyk zlewniowych rozpatrywanych niezależnie od siebie jest zbliżony, wnosząc odpowiednio 39 i 42% informacji wyjaśniającej. Pośród parametrów misy jeziornej najistotniejszymi okazały się być dynamiczny współczynnik sedymentacji (DSR), będący stosunkiem pierwiastka kwadratowego z powierzchni jeziora do głębokości średniej ($\sqrt{LA} / z_m$) i tempo wymiany wody (FR), które z koncentracją chlorofilu *a* łączy pozytywna zależność. Wzrost hydrologicznej aktywności jeziora, wyrażającej się szybszą wymianą wody w zbiorniku (większe FR), sprzyja przyrostowi biomasy fitoplanktonu, a także warunkujących jego przyrost stężeń fosforu.

Z charakterystyk zlewni ważnymi cechami okazały się być gęstość sieci rzecznej, lesistość, udział powierzchni zurbanizowanych i powierzchni podmokłych w całkowitej powierzchni zlewni jeziornej oraz współczynnik Ohlego (zlewnia właściwa). Ich pozytywny związek z koncentracją fitoplanktonu jest oczywisty i udokumentowany szeroko w literaturze (Norvell i in., 1979; Kajak, 1998; Hanrahan i in. 2001; Fraterrigo, Downing, 2008).

Koncentracja abiosestonu (tryptonu)

W przypadku zawiesiny niefitoplanktonowej, NAP (abiosestonu), rezultaty modelowania okazały się najmniej korzystne. W tym przypadku największą siłę predykcji okazują się mieć parametry morfometryczne mis jeziornych (tab. 3). Na ich podstawie można wyjaśnić ~30% międzyjeziornych różnic w koncentracji tryptonu, a podstawowymi zmiennymi objaśniającymi jawią się tempo przemywania (FR) i dynamiczny współczynnik sedymentacji (DSR). Wiodącą rolę tych charakterystyk potwierdza również model regresji wielokrotnej uwzględniający wszystkie kategorie rozpatrywanych zmiennych niezależnych. Tak ustalona hierarchia predyktorów może wskazywać na wzrost znaczenia procesów wewnętrznych w kształtowaniu zawartości tej frakcji zawiesiny jeziornej.

Zawieszona materia cząsteczkowa (seston)

W prognozowaniu średnich wartości zawieszonej materii cząsteczkowej równie ważną rolę jak parametry zlewni odgrywa morfometria zbiornika. Rozpatrywanie osobno wyjaśniają po ~45% zmienności suchej masy sestonu między jeziorami.

Z pośród parametrów morfometrycznych misy jeziornej pozytywny związek wiąże suchą masę sestonu z tempem wymiany wody (FR) i syntetyczną miarą ukazującą procentowy udział głębokości podstawy fali (z_{WB}) względem głębokości średniej (z_m). Na wprost proporcjonalne relacje pomiędzy intensywnością wymiany wody a TSM zwracali uwagę w badaniach zbiorników dorzecza Missouri J.R. Jones i M.F. Knowlton (2005). Związek ten pozostaje w nierozdzielnej zgodności z powierzchnią zlewni (tab. 2). Im bowiem większa powierzchnia zlewni w stosunku do powierzchni jeziora (wysoki współczynnik Ohlego) tym wyższe koncentracje sestonu (Smal i in., 2005). Tendencja taka jest również oczywista w kontekście powszechnie obserwowanego wzrostu wielkości przepływu cieku wraz ze wzrostem drenowanej przez niego powierzchni (Bryhn, Häkanson, 2007).

Rozpatrując rolę elementów materialnej struktury zlewni podstawowymi parametrami w prognozowaniu zawiesiny ogólnej jawią się długość sieci rzecznej (TDN) i powierzchnia obszarów zurbanizowanych (TBU) w zlewni całkowitej, współczynnik Ohlego oraz lesistość.

Podsumowując, łączna moc prognostyczna morfometrii jezior i charakterystyk ich zlewni pozwala na wyjaśnienie aż 64% zróżnicowania zawartości suchej masy sestonu w badanych jeziorach (tab. 3). Siła wyjaśniająca uzyskanego modelu jest nieznacznie niższa od, bazującego na innym zbiorze zmiennych, modelu L. Häkansona (2004). Jest jednak bardzo zbliżona do opracowanego przez niego modelu prognostycznego dla głębokości widzialności krążka Secchiego (65%), wykorzystującego już podobny zestaw zmiennych.

PODSUMOWANIE

Przeprowadzona analiza statystyczna wyjaśniająca rolę morfometrii zbiorników wodnych oraz struktury materialnej zlewni jeziornych w kształtowaniu warunków środowiska optycznego jezior pomorskich oparta została na krokowej regresji wielokrotnej. Analiza ta wykazała, że zaobserwowane różnice koncentracji substancji optycznie aktywnych w badanych zbiornikach mogą być w 47-75% wyjaśnione przy wykorzystaniu tych parametrów, zależnie od tego jaka kategorii materii występującej w wodzie podlega estymacji. Najsilniejszą moc predykcji, a tym samym największe znaczenie praktyczne, mają modele przeznaczone do prognozowania barwy wody oraz powiązanego z nią rozpuszczonego węgla organicznego ($r^2 > 0,7$), a także suchej masy sestonu (mętności) ($r^2 > 0,6$). W pozostałych modelach współczynniki determinacji (r^2) przyjmowały wartości poniżej 0,55 (tab. 3).

Dyskutowane charakterystyki substancji optycznie aktywnych występujących w ekosystemach jeziornych Pomorza układają się w obrębie dwóch wyraźnie wyodrębniających się grupach.

Pierwszą z nich tworzą parametry opisujące zawartość rozpuszczonej materii organicznej zdefiniowane barwą wody (TCU) i zawartością rozpuszczonego węgla organicznego (DOC). W przypadku tych parametrów udział zlewni w kształtowaniu ich zawartości jest dominujący. Ponad 50% całkowitej zmienności tych wskaźników jakości wody wyjaśnić można na bazie analizy charakterystyk fizjografii zlewni jeziornej. Stoi to w czytelnej zgodności z powszechnie akceptowanym poglądem, że koncentracja substancji humusowych w jeziorach jest kształtowana przede wszystkim na poziomie ich zlewni (Gjessing, 1976; Stevenson, 1982; Kalff, 2002). Również model regresji wielokrotnej opracowany dla jezior skandynawskich przez L. Håkanssona (2004) potwierdza bardzo wysoki wpływ zlewni na barwę wody. Rola innych czynników, pod pojęciem których rozumieć należy przede wszystkim zmienne klimatyczne, kształtujące zmiany sezonowe lub trwale trendy zmian klimatycznych, jak też fizyczne i chemiczne własności wody jeziornej (np. temperatura, stężenia substancji biogennych, itp.), nie przekracza 25-30%.

Drugą grupę tworzą wszystkie pozostałe dyskutowane optycznie aktywne składniki wody jeziornej. Rola czynnika zlewniowego ulega w tej grupie zmniejszeniu do około 30%, przy względnej stabilizacji czynnika morfometrycznego na poziomie rzędu 25-30% oraz silniejszą manifestacją oddziaływań pozostałych czynników. Rola i wpływ parametrów zlewniowych i morfometrii zbiornika ulegają zatem zrównoważeniu i czytelniejsze stają się oddziaływania dalekiego otoczenia (klimat) i inne wskaźniki jakościowe wody jeziornej kształtowane klimatem.

SUMMARY

NATURAL DETERMINANTS OF THE OCCURRENCE OF OPTICALLY ACTIVE SUBSTANCES IN POMERANIAN LAKES

The role of the morphometry of lakes and the material structure of their total and direct catchments in the determination of the concentrations of optically active substances was based on modelling with the use of multiple stepwise regression. The research covered 105 Pomeranian lakes. The following were used as characteristics of the composition of optically active matter: water colour, dissolved organic carbon, chlorophyll *a*, tripton, seston and nephelometric turbidity.

It was determined that the observed differences in concentrations of optically active substances in the investigated lakes can be accounted for in 47-75% by the parameters of lake basin morphometry and the parameters describing the size and topographic area of the catchment, the structure of its use, lithology and soil cover, and hydrographic structure.

The strongest prediction capacity was revealed by models designed for forecasting water colour and dissolved organic carbon ($r^2 > 0.7$) and dry mass of seston (turbidity) ($r^2 > 0.6$). In the remaining models, determination coefficients (r^2) had values below 0.55.

The impact of the catchment on the shaping of the concentrations of dissolved organic carbon and water colour is dominating. In over 50% the inter-lake variability of these indices can be explained on the basis of an analysis of the characteristics of the catchment physiography. The role of other factors does not exceed 25-30%.

In the case of the remaining optically active substances, the role of the catchment factor is reduced to 20-30%. The impact of the parameters of the catchment and basin morphometry become balanced, and the influences of the far surroundings (climate) and qualitative features of lake water shaped by the climate become clearer.

LITERATURA

- BAJKIEWICZ-GRABOWSKA E., 1981: *The influence of the physicalgeographic environment on the biogenous matter delivery to the lake*. J. Hydrol. Sci. 8(1-4). s. 63-73.
- BAJKIEWICZ-GRABOWSKA E., 1987: *Evaluation of the natural susceptibility of shallow lakes to degradation*. GeoJournal 14(3). s. 367-371.
- BAJKIEWICZ-GRABOWSKA E., 2002: *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*. Wyd. WGiSR UW, Warszawa. 274 s.
- BOROWIAK D., 2000: *Reżimy wodne i funkcje hydrologiczne jezior Niżu Polskiego*. Bad. Limnol. 2, Wyd. KLUG, Gdańsk. 164 s.
- BOROWIAK D., BARAŃCZUK J., 2006: *Diversity of surface outflow from lakes wich perform different hydrological functions*. Limnological Review 6. s. 13-20.
- BRYHN A.C., HÄKANSON L., 2007: *A comparision of predictive phosphorus load-concentration models for lakes*. Ecosystems 10(7). s. 1084-1099.
- DAVIES-COLLEY R.J., VANT W.N., SMITH D.G., 2003: *Colour and clarity of natural Waters*. Science and management of optical water quality, Blackburn Press, Caldwell. 310 s.
- DRWAL J., 1985: *Jeziora w egzoreicznych systemach pojezierzy młodogłacjalnych*. Zesz. Nauk. UG, Geografia 14. s. 7-15.
- FRATERRIGO J.M., DOWNING J.A., 2008: *The influence of land use on lake nutrients varies with watershed transport capacity*. Ecosystems 11(7). s. 1021-1034.
- GJESSING E.T., 1976: *Physical and Chemical Characteristics of Aquatic Humus*. Ann Arbor Science, Ann Arbor. 120 s.
- HANNA M., 1990: *Evaluation of models predicting mixing depth*. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 47(5). s. 940-946.
- HANRAHAN G., GLEDHILL M., HOUSE W.A., WORSFOLD P.J., 2001: *Phosphorus Loading in the Frome Catchmen. UK: Seasonal Refinement of the Coefficient Modeling Approach*. J Environ Qual. 30(5). s. 1738-1746.
- HÄKANSON L., 1996: *Predicting important lake habitat variables from maps using modern modeling tools*. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 53(S1). s. 364-382.
- HÄKANSON L., 1999: *On the principles and factors determining the predictive success of ecosystem models, with a focus on lake eutrophication models*. Ecol. Model. 121(2-3). s. 139-160.
- HÄKANSON L., 2004, *Lakes: Form and function*. Blackburn Press, Caldwell. 201 s.
- HOULE D., CARIGNAN R., LACHANCE M., DUPONT J., 1995: *Dissolved organic carbon and sulfur in southwestern Quebec lakes: Relationships with catchment and lake properties*. Limnol. Oceanogr. 40(4). s. 710-717.
- JONES J.R., KNOWLTON M.F., 2005: *Suspended solids in Missouri reservoirs in relation to catchment features and internal processes*. Water Res. 39(15). s. 3629-3635.

- KAJAK Z., 1998: *Hydrobiologia-Limnologia. Ekosystemy wód śródlądowych*. PWN, Warszawa. 355 s.
- KALFF J., 2002: *Limnology*. Prentice-Hall, Upper Saddle River. 592 s.
- KIRK J.T.O., 1994: *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*. Cambridge University Press, Cambridge. 509 s.
- KONDRACKI J., 2000: *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa. 440 s.
- KUDELSKA D., CYDZIK D., SOSZKA H., 1992: Wytyczne monitoringu podstawowego jezior. *Bibl. Monitor. Środ.*, PIOŚ, Warszawa. 37 s.
- LANGE W., 1986: Fizyczno-limnologiczne uwarunkowania tolerancji systemów jeziornych Pomorza. *Zesz. Nauk. UG, Ser. Rozpr. Monogr.* 79, Gdańsk. 177 s.
- NORVELL M.J., RFINK C.R., HILL D.E., 1979: *Phosphorus in Connecticut lakes predicted by land use*. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 76(11). s. 5426-54-29.
- PATALAS K., 1960: *Mieszanie wody jako czynnik określający intensywność krążenia materii w różnych morfologicznie jeziorach okolic Węgorzewa*. *Rocz. Nauk Roln.* 77B. s. 223-242.
- RASMUSSEN J.B., GODBOUT L., SCHELLENBERG M., 1989: *The humic content of lake water and its relationship to watershed and lake morphometry*. *Limnol. Oceanogr.* 34(7). s. 1336-1343.
- RAWSON D.S., 1955: *Morphometry as a dominant factor in the productivity of large lakes*. *Int. Ver. Limnol.* 12. s. 164-175.
- SMAL H., KORNIJÓW R., LIGĘZA S., 2005: *The effects of catchment on water quality and eutrophication risk of five shallow lakes (Polesie Region, Eastern Poland)*. *Pol. J. Ecol.*, 53(3). s. 313-327.
- STEVENSON F.J., 1994: *Humus chemistry. Genesis, composition, reactions*. John Wiley & Sons, New York. 496 s.
- STATSOFT, 1997: *Statistica Pl dla Windows (Tom III): Statystyki II*. StatSoft Polska.
- WOLOCK D.M., HORNBERGER G.M., BEVEN K.J., CAMPBELL W.G., 1989: *The Relationship of Catchment Topography and Soil Hydraulic Characteristics to Lake Alkalinity in the Northeastern United States*. *Water Resour. Res.*, 25(5), s. 829-837.
- WOŹNIAK B., DERA J., 2007: *Light absorption in Sea Water*. Springer, New York. 452 s.

Dr Dariusz Borowiak

geodb@ug.edu.pl
Uniwersytet Gdański
ul. Dmowskiego 16A
80-254 Gdańsk

Dr Magdalena Borowiak

geomb@ug.edu.pl
Uniwersytet Gdański
ul. Dmowskiego 16A
80-254 Gdańsk

Mgr Włodzimierz Golus

w.golus@gmail.com
Uniwersytet Gdański
ul. Dmowskiego 16A
80-254 Gdańsk

ZJAWISKA LODOWE NA MORSKIM OKU JAKO WSKAŹNIK ZMIAN KLIMATU W TATRACH

Adam CHOIŃSKI¹, Leszek KOLENDOWICZ¹, Joanna POCIASK-KARTECZKA²

¹ Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Uniwersytet A. Mickiewicza, Poznań

² Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków

Abstrakt: Jednym z elementów wskazujących na charakter tendencji klimatycznych w górach niezlodowaczonych jest pokrywa lodowa na jeziorach – a zwłaszcza jej grubość i długość trwania. Uzyskane wyniki wskazują, iż w latach 1971-2007 zaznaczyła się spadkowa tendencja maksymalnej grubości pokrywy lodowej. Wystąpiło znaczne skrócenie długości trwania zjawisk lodowych i zalegania pokrywy lodowej. Wiąże się to bezpośrednio z coraz późniejszymi terminami jej pojawiania się i coraz wcześniejszymi datami jej zaniku, przy czym skala natężenia obu trendów jest zbliżona. Zmiany zjawisk lodowych na Morskim Oku wywołane są w znacznej mierze coraz cieplejszym okresem półroczna zimowego, a zwłaszcza dwóch ostatnich miesięcy, tj. kwietnia i maja.

Słowa kluczowe: zjawiska lodowe, jezioro wysokogórskie, zmiany klimatu, Tatry.

WSTĘP

Współczesne ocieplenie klimatu znajduje także wyraz w zmianach zjawisk hydrologicznych – ich wielkości, natężenia i częstości występowania. W Polsce zmiany klimatyczne wyrażają się m.in. dodatnim trendem temperatur powietrza w miesiącach zimowych i jesiennych (Kozuchowski i in., 2000). Bardzo wyraźne objawy tego ocieplenia są widoczne na obszarach, na których występuje zlodowacenie górskie. Wydaje się, iż jednym z elementów wskazujących na charakter tendencji klimatycznych w górach niezlodowaczonych może być pokrywa lodowa na jeziorach – a zwłaszcza jej grubość i długość trwania. Należy jednak pamiętać, iż pokrywa lodowa stanowi ten element środowiska abiotycznego, który odzwierciedla zarówno wpływ zewnętrznych warunków meteorologicznych, jak również wpływ cyrkulacji wody wewnątrz akwenu.

Warto zadać sobie pytanie, czy w Tatrach istnieją sygnały wskazujące na współczesne ocieplenie klimatu. Choć badania Morskiego Oka (Rybiego Jeziora) w aspekcie termiki i zjawisk lodowych sięgają początku XIX w., to wzmianki na temat wieloletnich zmian podstawowych parametrów pokrywy lodowej zostały zasygnalizowane dopiero niedawno przez A. Choińskiego (Choiński, 2006-2007), który stwierdził, iż w latach 1971-1995, długość czasu występowania zjawisk lodowych charakteryzowała się tendencją spadkową ($\alpha = 0,01$), podobnie jak czas trwania pokrywy lo-

dowej, przy czym nie był to spadek istotny statystycznie. Zmianom tym towarzyszył nieistotny statystycznie spadek maksymalnej grubości lodu. Celem niniejszego opracowania jest zbadanie tendencji zjawisk lodowych na Morskim Oku w powiązaniu z temperaturą powietrza w sezonie zimowym w okresie ostatnich 37 lat (1971-2007). Interesujące jest, czy tendencja stwierdzona przez A. Choińskiego nadal trwa i czy pogłębia się. Wiele badań w innych rejonach półkuli północnej wskazuje na skrócenie zjawisk lodowych – zwłaszcza na jeziorach nizinnych (Magnuson i in., 2000; Jensen i in., 2007).

METODA I ZAKRES BADAŃ

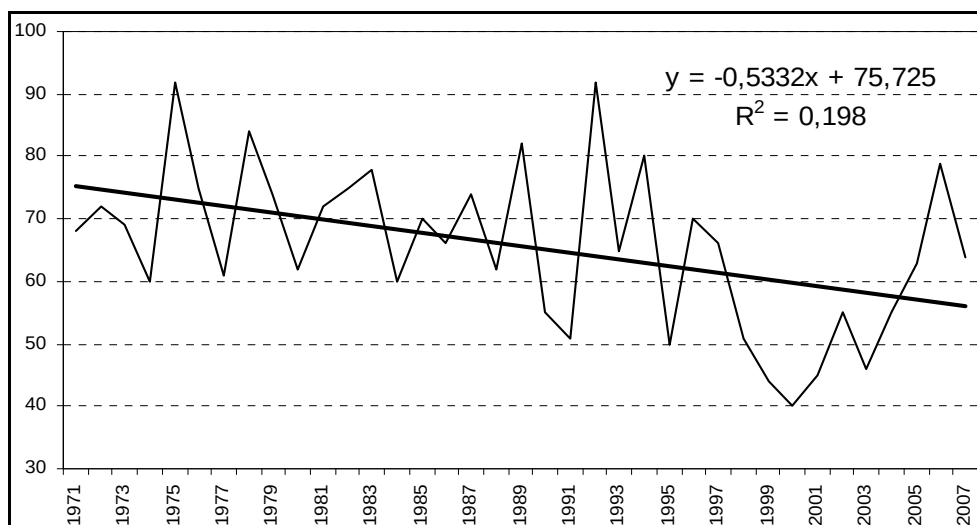
Analizą objęto wyniki pomiarów i obserwacji prowadzonych na stacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej przy schronisku im. Stanisława Staszica nad Morskim Okiem (1392,8 m n.p.m.) w latach 1971-2007. Uwzględniono następujące dane: maksymalną grubość pokrywy lodowej, daty powstania i zaniku pokrywy lodowej oraz długość występowania zjawisk lodowych i pokrywy lodowej. W przypadku czasu trwania pokrywy lodowej brano pod uwagę nieprzerwany okres zlodzenia jeziora. Grubość pokrywy lodowej mierzona jest w odległości kilku metrów od północnego brzegu jeziora z częstotliwością co kilka dni. W 2004 r. maksymalna grubość lodu nie została zmierzona; do obliczeń przyjęto średnią grubość lodu z lat 2003 i 2005.

Zbadano zależność między charakterystykami pokrywy lodowej i przebiegiem średniej miesięcznej temperatury powietrza w Zakopanem w latach 1971-2007 (National, 2008). Wykorzystano współczynnik korelacji liniowej Pearsona, po uprzedniej standaryzacji danych.

WYNIKI I DYSKUSJA

W zmianach maksymalnej grubości pokrywy lodowej w latach 1971-2007 zaznacza się wyraźny trend malejący, co potwierdza wcześniejsze badanie A. Choińskiego, lecz w badanym wieloleciu, tzn. w latach 1971-2007 jest on statystycznie istotny i wynosi $0,53 \text{ cm} \cdot \text{r}^{-1}$ ($\alpha = 0,01$; rys. 1). Warto podkreślić, że średnia maksymalna grubość pokrywy lodowej w ostatnich trzynastu latach (1995-2007) jest aż 16 cm cieńsza, niż w pierwszych dwunastu latach (1971-1982) badanego wielolecia (tab. 1).

Ze skróceniem czasu trwania pokrywy lodowej wiążą się ściśle daty powstania i zaniku pokrywy lodowej. Najwcześniej pokrywa lodowa na Morskim Oku pojawiła się w 1974 r. (4 listopada), natomiast najpóźniej – w 2001 r. (31 grudnia). Najwcześniejszy zanik pokrywy lodowej miał miejsce w 1990 r. (30 marca), natomiast najpóźniejszy – w 1991 r. (31 maja), to jest w tym samym roku, kiedy pokrywa lodowa na Morskim Oku utrzymywała się aż 200 dni.



Rys. 1. Maksymalna grubość pokrywy lodowej [cm] na Morskim Oku w latach 1971-2007.

Fig. 1. Maximum thickness of ice cover [cm] on Lake Morskie Oko in 1971-2007.

Tabela 1. Charakterystyka zjawisk i pokrywy lodowej na Morskim Oku w okresie 1971-2007.

Table 1. Ice cover characteristic on Lake Morskie Oko in 1971-2007.

Okres	Liczba lat	Maksymalna grubość pokrywy lodowej [cm]	Średnia długość występowania zjawisk lodowych [dni]	Średnia długość czasu trwania pokrywy lodowej [dni]
1971-1982	12	72	192	171
1983-1994	12	70	173	160
1995-2007	13	56	176	157*
1971-2007	37	66	176	157

* 1995-2005

Porównując wieloletnia 1971-1982 oraz 1995-2007 można stwierdzić, że doszło do skrócenia o dwa tygodnie zarówno okresu występowania zjawisk lodowych, jak również trwania pokrywy lodowej (odpowiednio: 16, 14 dni; tab. 1.) Na początku okresu badawczego (1971-1982) trwała pokrywa lodowa pojawiała się przeciętnie 20 listopada, w kolejnych dwunastu latach – tydzień później, zaś w latach 1995-2007 – dopiero 1 grudnia (tab. 2).

Tabela 2. Przeciętne daty pojawienia się i zaniku pokrywy lodowej na Morskim Oku.

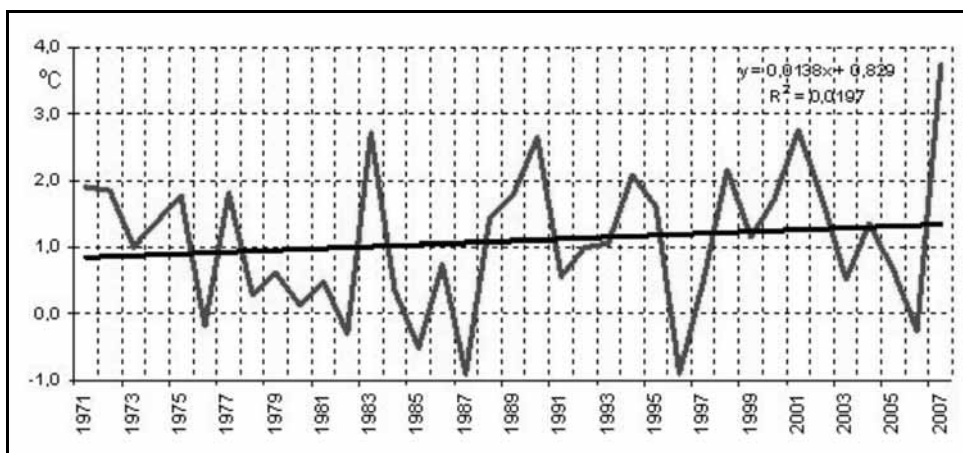
Table 2. Dates of formation and break-up of permanent ice on Lake Morskie Oko.

Okres	Przeciętna data pojawienia się pokrywy lodowej	Przeciętna data zaniku pokrywy lodowej
1971-1982	20 XI	9 V
1983-1994	27 XI	4 V
1995-2007	1 XII	25 IV
1971-2007	26 XI	4 V

W zmianach długości trwania zjawisk lodowych i pokrywy lodowej zaznaczają się także trendy malejące, przy czym w odniesieniu do długości trwania zjawisk lodowych istotność trendu jest większa. Okres występowania zjawisk lodowych na Morskim Oku ulega skróceniu w tempie $0,95 \text{ d}\cdot\text{r}^{-1}$ ($p < 0,001$), natomiast spadek długości trwania pokrywy lodowej wynosi średnio $1,1 \text{ d}\cdot\text{r}^{-1}$ ($p < 0,01$). Podobne tendencje stwierdzono w odniesieniu do sześciu jezior położonych w niżowej części Polski. W latach 1961-2000 stwierdzono coraz wcześniejsze rozmarzanie pokrywy lodowej oraz skrócenie czasu jej trwania od $0,8$ do $0,9 \text{ d}\cdot\text{r}^{-1}$, przy czym w przypadku jeziora Hańcza, było ono dwukrotnie mniejsze ($0,4 \text{ d}\cdot\text{r}^{-1}$) (Marszelewski, Skowron, 2006).

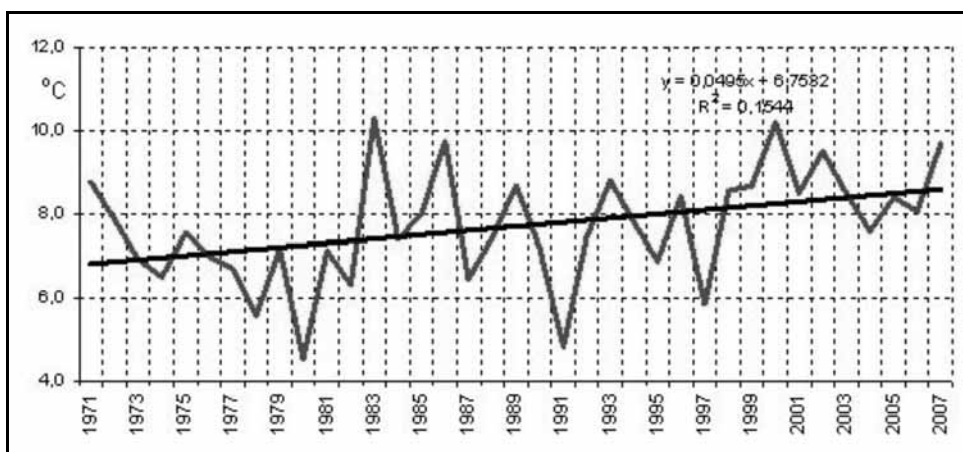
Z badań J. Szaflarskiego (1948) prowadzonych w Tatrach w latach 1931-1939 wynikało, iż „zamarzanie większych jezior tatrzańskich następuje w październiku i listopadzie, odmarzanie na mniejszych wysokościach zaczyna się w kwietniu, na większych przeciąga się do czerwca, a czasem nawet lipca i dłużej”, przy czym trudno tutaj ocenić, jakie wysokości uważał Autor za „mniejsze” i „wyższe”. Późniejsze badania A. Łajczaka (1996) wykazały, iż w okresie 1961-1980, pokrywa lodowa na Morskim Oku pojawiała się pod koniec listopada, zaś zanikała około połowy maja. Niniejsze badania dowodzą, iż zamarzanie Morskiego Oka w czasach współczesnych zachodzi później, zaś zanik pokrywy lodowej – wcześniej.

Można wstępnie stwierdzić, że analiza charakterystyk pokrywy lodowej na Morskim Oku wskazuje na ocieplenie klimatu zwłaszcza w odniesieniu do chłodnej pory roku. Aby zweryfikować tę hipotezę, zbadano temperaturę powietrza na stacji w Zakopanem. W przypadku średniej temperatury powietrza w okresie od listopada do maja stwierdzono nieznaczny wzrost temperatury wynoszący ok. $1,4^{\circ}\text{C}$ na 100 lat (rys. 2). Uwzględniając jednak tylko dwa ostatnie miesiące półrocza zimowego (kwiecień – maj), w których odbywa się topnienie pokrywy lodowej, wzrost ten jest znacznie silniejszy i wynosi prawie 5°C na 100 lat (rys. 3).



Rys. 2. Przebieg średniej temperatury okresu XI-V w wieloleciu 1971-2007 (stacja w Zakopanem).

Fig. 2. The air temperature in the period November-May in 1971-2007 (Zakopane station).



Rys. 3. Przebieg średniej temperatury okresu IV-V w wieloleciu 1971-2007 (stacja w Zakopanem).

Fig. 3. The air temperature in the period April-May in 1971-2007 (Zakopane station).

O zależności zjawisk lodowych na Morskim Oku od temperatury powietrza – zwłaszcza kwietnia i maja – świadczy dość wysoka wartość współczynnika korelacji między datą zaniku pokrywy lodowej oraz czasem trwania zjawisk lodowych i pokrywy lodowej a średnią temperaturą powietrza (tab. 3).

Tabela 3. Współczynniki korelacji liniowej Pearsona między temperaturą powietrza (stacja w Zakopanem) i terminem zaniku pokrywy lodowej (A), długością trwania zjawisk lodowych (ZL) oraz długością zalegania pokrywy lodowej (PL) w latach 1971-2007 (wytłuszczono – $p < 0,05$).

Table 3. Pearson's correlation coefficients between the air temperature (Zakopane station) and the date of ice cover break-up (A), length of ice cover phenomena (ZL) and the length of permanent ice cover duration (PL) in 1971-2007 (bold – $p < 0,05$).

Miesiące	A	ZL	PL
IV-V	-0,63	-0,54	-0,48
XI-V	-0,53	-0,31	-0,49

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Uzyskane wyniki wskazują jednoznacznie, iż w analizowanym wieloleciu 1971-2007 zaznaczyła się spadkowa tendencja maksymalnej grubości pokrywy lodowej. Wystąpiło znaczne skrócenie długości trwania zjawisk lodowych i zalegania pokrywy lodowej. Wiąże się to bezpośrednio z coraz późniejszymi terminami jej pojawiania się i coraz wcześniejszymi datami jej zaniku, przy czym skala natężenia obu trendów jest zbliżona.

Zakładając utrzymujący się malejący trend długości trwania zjawisk lodowych można stwierdzić, że zjawiska lodowe na Morskim Oku przestaną występować już za około 170 lat. Uwzględniając zaś stwierdzone tempo spadku mak-

symalnej miąższości pokrywy lodowej można przewidzieć, iż wartość zerowa zostanie osiągnięta za 110 lat.

Zmiany zjawisk lodowych na Morskim Oku wywołane są w znacznej mierze coraz cieplejszym okresem półrocza zimowego, a zwłaszcza dwóch ostatnich miesięcy, tj. kwietnia i maja. Trzeba jednak zaznaczyć, iż stacja klimatyczna w Zakopanem nie reprezentuje chłodnego piętra klimatycznego, w obrębie którego położone jest Morskie Oko, dlatego też byłoby korzystne zweryfikowanie tej hipotezy w odniesieniu do warunków klimatycznych nad Morskim Okiem.

SUMMARY

ICE COVER ON LAKE MORSKIE OKO AS AN INDICATOR OF RECENT CLIMATE CHANGES IN THE TATRA MOUNTAINS

The aim of the paper is to examine the formation and breakup, and duration of ice for the Morskie Oko Lake representing high mountain lake in the Tatra Mts. Changes in lake ice – except its significance in climate change studies – may have important consequences for fish, phytoplankton and zooplankton communities. Besides, duration of ice cover influences the amount of evaporation and thus can contribute to changes in water balance of the lake. Data sets of freeze date and breakup records, ice duration and mean thickness of winter ice cover for the period 1971-2007 has been taken into consideration. The Morskie Oko Lake is the only lake in the Polish Tatra Mts. with observation of ice cover on the lake. There are the most important results of the study:

- maximum thickness of winter ice cover in the beginning of investigated period (1971-1982) was 16 cm bigger than in the end of one (1995-2007; Table 1),
- maximum thickness of winter ice cover in 1971-2007 represents statistical significant decreasing trend ($0.53 \text{ cm}\cdot\text{year}^{-1}$; Fig. 1),
- the period with perennial ice cover has been getting shorter at the rate of $1.1 \text{ day}\cdot\text{year}^{-1}$ ($p < 0.01$),
- the period with ice cover phenomena has been getting shorter at the rate of $0.95 \text{ day}\cdot\text{year}^{-1}$ ($p < 0.001$),
- during last thirteen years of investigated period, mean ice cover duration is two weeks shorter than during twelve years in the beginning of investigated period (Table 2).

There is a relationship between ice cover phenomena in Lake Morskie Oko and the air temperatures in cold season, in particular in April and May (Zakopane station; Fig. 2, 3).

LITERATURA

- CHOŃSKI A., 2006-2007: *Zjawiska lodowe na Morskim Oku w Tatrach*. Folia Geographic, series Geographica-Physica, 38-39. s. 65-77.
- JENSEN O. P., BENSON B.J., MAGNUSON, J. J., CARD V., FUTTER M. N., SORANNO P. A., STEWART K. M., 2007: *Spatial analysis of ice phenology trends across the Laurentian Great Lakes region during a recent warming period*. Limnology and Oceanography, 52(5). s. 2013-2026.

- KOŻUCHOWSKI K., DEGIRMENDŽIĆ J., FORTUNIAK K., WIBIG J., 2000: *Trends to changes in seasonal aspects of the climate in Poland*. Geographia Polonica, 73,2. s. 7-24.
- ŁAJCZAK A., 1996: *Hydrologia*. [w:] Mirek Z., (red.): *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*. Kraków-Zakopane. s. 169-196.
- MAGNUSON J.J., ROBERTSON D.M., BENSON B.J., WYNNE R.H., LIVINGSTONE D.M., ARAI T., ASSEL R.A., BARRY R.G., CARD V., KUUSISTO E., GRANIN N.G., PROWSE T.D., STEWART K.M., VUGLINSKI V.S., 2000: *Historical trends in lake and river ice cover in the northern hemisphere*. Science, 289. s. 1743-1746.
- MARSZELEWSKI W., SKOWRON R., 2006: *Ice cover as an indicator of winter air temperature changes: case study of the Polish Lowland lakes*. Hydrological Sciences Journal, 51,2. s. 336-349.
- NATIONAL CLIMATIC DATA CENTER, 2008, NOAA, <http://cdo.ncdc.noaa.gov/CDO/georegion>.
- SZAFLARSKI J., 1948: *Nowsze obserwacje nad lodowa powłoką jezior tatrzańskich*. Geografia w Szkole, 3. s. 11-12.

Prof. dr hab. Adam Choiński

choinski@amu.edu.pl
Uniwersytet A. Mickiewicza
ul. Dziegiełowa 27
61-680 Poznań

Dr hab. Leszek Kolendowicz

leszko@amu.edu.pl
Uniwersytet A. Mickiewicza
ul. Dziegiełowa 27
61-680 Poznań

Prof. dr hab. Joanna Pociask-Karteczka

j.pociask@geo.uj.edu.pl
Uniwersytet Jagielloński
ul. Gronostajowa 7
38-387 Kraków

ZMIANY STĘŻEŃ I ŁADUNKÓW ZWIĄZKÓW BIOGENICZNYCH W WODACH DOPIYWAJĄCYCH DO JEZIORA GARDNO*

Roman CIEŚLIŃSKI

Katedra Hydrologii, Instytut Geografii Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk

Abstrakt: Celem niniejszej pracy jest określenie zmian stężeń związków biogenicznych w wodach rzek i kanałów odprowadzających swoje wody do jeziora Gardno, które stanowi przykład zbiornika przybrzeżnego. Dodatkowo wykonana została próba określenia wielkości ładunków związków azotowych i fosforowych dostarczanych do tego zbiornika wszystkimi możliwymi ciekami odwadniającymi zlewnię całkowitą. Na podstawie wstępnych wyników zauważyć można niezwykle duże stężenia azotu ogólnego i azotanów w wodach cieków odprowadzających swoje wody do jeziora Gardno. Dotyczy to nie tylko rzek dużych, decydujących o wielkości dopływu potamicznego ze zlewni, lecz także rzek i kanałów małych i średnich. Również duże stężenia zanotowano dla fosforu ogólnego i fosforanów, choć nie tak wielkie jak w przypadku związków azotowych. Z kolei analizując wielkości ładunków zaobserwować można dominację jednego cieku tj. rzeki Łupawy, która wielokrotnie przewyższała pozostałe obiekty w uzyskanych wynikach.

Słowa kluczowe: jezioro przybrzeżne, zlewnia, biogeny, stężenie, ładunek.

WSTĘP

Jakość wody odpływającej ze zlewni od wielu dziesięcioleci podlegała i podlega licznym zmianom wywołanym najczęściej działalnością człowieka. Szczególnie dobrze oddziaływania te widoczne są, kiedy wody powierzchniowe wzbogacone są w składniki pokarmowe spływające z powierzchni gleb (Illicki, 2002). Duża ilość substancji biogenicznych, głównie azotu i fosforu, wprowadzana do wód wraz ze ściekami przemysłowymi i komunalnymi oraz spływami z intensywnie użytkowanych terenów rolniczych, przyczynia się do wzrostu biogenicznej produkcji wód, a w skutek tego do ich eutrofizacji (Howarth i in., 1996; Sojka i in., 2007). Również efektami dopływu i rozprzestrzeniania się biogenów w środowisku przyrodniczym jest wielkość retencji nutrientów w systemach rzecznych, emisje w zlewniach, czy dyfuzje punktowe tych związków (Howarth i in., 1996; Behrendt, Opitz, 1999; Behrendt i in., 2003), w tym o zasięgu globalnym (Billen i in., 1995). Bardzo dobrze skutki działania związków biogenicznych widoczne są w zbiornikach jeziornych, gdzie wolny ruch wody i jej specyficzne właściwości fizyczne, m.in. podwyższona tem-

* Praca została sfinansowana ze środków na naukę Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego w ramach projektu badawczego „Rola jezior przybrzeżnych polskiego wybrzeża Bałtyku południowego w transformacji jakości wód do nich dopływających na przykładzie jeziora Łebsko i Gardno” (MNiSW nr 0477/B/P101/2008/34).

peratura, sprzyjają szybkiemu rozwojowi biomasy. Dlatego też celem niniejszej pracy jest określenie zmian stężeń związków biogenicznych w wodach rzek i kanałów odprowadzających swoje wody do jeziora Gardno, które stanowi przykład zbiornika przybrzeżnego. Dodatkowo wykonana zostanie próba określenia wielkości ładunków związków azotowych i fosforowych dostarczanych do tego zbiornika wszystkimi możliwymi ciekami odwadniającymi zlewnię całkowitą.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Obiektem badań było jedno z największych jezior przybrzeżnych na polskim wybrzeżu – jezioro Gardno. Zlokalizowane jest ono na Wybrzeżu Słowińskim, w dolnej, przymorskiej części dorzecza Łupawy. Powierzchnia całego dorzecza wynosi 924,5 km², z czego 125,4 km² przypada na zlewnię bezpośrednią jeziora Gardno, co stanowi 13,6% całej powierzchni. Stanowi ono jedno z kilku jezior leżących na terenie Słowińskiego Parku Narodowego. Do jeziora, poza rzeką Łupawą, uchodzą takie cieki jak: Bagiennica, Grabownica, Brodna oraz liczne kanały i rowy odwadniające południową, zachodnią i wschodnią część zlewni bezpośredniej jeziora (rys. 1). Łącznie odprowadzają one 9,07 m³·s⁻¹ (Cyberski, Jędrasik, 1992). Sama Łupawa w latach 1989-1998 średnio dostarczała 8,1 m³·s⁻¹ (Bogdanowicz, 2004). Na system polderowy jeziora Gardno składa się 5 polderów o powierzchni łącznej 4083 ha. Największy polder – Gardna V ma powierzchnię 1887 ha, a najmniejszy polder Gardna X ma powierzchnię 270 ha. Łącznie z polderów odprowadzane są wody w ilości 3,39 m³·s⁻¹ (Cebulak, 1984). Największa rzeka Łupawa przepływa przez jezioro a jej udział w dopływie do jeziora Gardno wynosi 92% sumy wszystkich dopływów. Gardno poprzez Kanał Łupawa – Łebsko łączy się z jeziorem Łebsko.

Od morza jezioro oddzielone jest pasem mierzei o szerokości od 0,8 do 2,0 km. Łączność z morzem jezioro utrzymuje przez ujściowy kanał Łupawy o szerokości 15-20 m i długości ponad 1 km oraz spadku wynoszącym 0,11‰. Głębokość kanału wynosi około 4-5 m.

METODY

Główne prace opierały się na eksperymentach terenowych polegających na szczegółowym kartowaniu hydrograficznym obszaru badań i inwentaryzacji wszystkich możliwych cieków uchodzących do jeziora (niezależnie od wielkości). W trakcie prac terenowych dokonano również poboru próbek wody do dalszej analizy laboratoryjnej oraz pomiary natężenia przepływu, które wykonano przy użyciu młynka OTT, młynka elektromagnetycznego VALEPORT i Akustycznego Dopplerowskiego Prądomierza Profilującego Teledyne RD Instruments StreamPro ADCP. Miejsca lokalizacji punktów pomiarowych na poszczególnych ciekach przedstawiono na rysunku nr 1. W efekcie powyższych prac wykonano od czerwca 2008 roku comie-

sięczne pomiary na 8 ciekach, które w 2009 roku są nadal kontynuowane. Z kolei w ramach prac laboratoryjnych oznaczono stężenia takich wskaźników jak: azot ogólny, fosfor ogólny, azotany i fosforany. Analizy zebranego materiału pomiarowego dokonano w Laboratorium Zakładu Geografii Pojezierzy Uniwersytetu Gdańskiego w Borucinie. Fosforany oznaczono kolorymetryczną metodą molibdenianową z kwasem askorbinowym jako reduktorem, zaś azotany metodą kolorymetryczną z salicylanem sodu. Natomiast oznaczenia azotu ogólnego i fosforu ogólnego wykonano przy użyciu metody spektrofotometrycznej (PhotoLab 6 firmy WTW).



Rys. 1. Lokalizacja punktów pomiarowych na jeziorze Gardno i w jego zlewni:

1 – punkt pomiarowy na jeziorze, 2 – punkt pomiarowy na rzece, 3 – rzeka lub kanał.

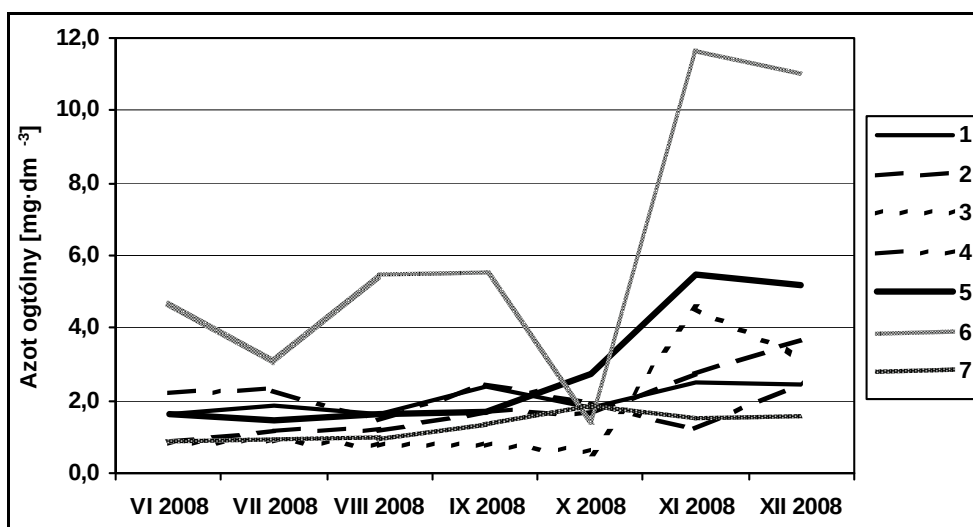
Fig. 1. Location of mesurement sites on lake Gardno and his carchment:

1 – measurement site on lake, 2 – measurement site on river, 3 – river or canal.

WIELKOŚĆ STĘŻEŃ BIOGENÓW

W trakcie prac wykonano analizy stężeń 4 wskaźników chemicznych dla większości cieków mających bezpośrednie ujście do jeziora Gardno. W przypadku azotu ogólnego zakres zmienności wahał się od $0,61 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ w wodach rzeki Grabownicy do $11,67 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ w wodach Brodnej. Średnie wartości mieściły się z kolei w przedziale od $1,3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ dla kanału Gardno – Łebsko do $6,13 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ dla rzeki Brodna. Trudno mówić tu o stałej tendencji zmienności dla wszystkich analizowanych cieków, choć w wielu sytuacjach obserwuje się taki sam rytm. Od wszystkich

rzek i kanałów odbiega swoimi wynikami rzeka Brodna. W całym okresie badawczym jedynie w październiku uzyskała ona niższe wartości tego wskaźnika niż w pięciu innych rzekach. W pozostałych okresach stężenia azotu ogólnego przewyższały dwu-, trzykrotnie stężenia obserwowane w pozostałych obiektach (rys. 2). Jednocześnie była to jedyna rzeka, która charakteryzowała się dużą dynamiką zmienności stężeń azotu ogólnego.



Rys. 2. Rozkład zmienności azotu ogólnego w wodach cieków uchodzących do jeziora Gardno:

1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – kanał Wysoka, 5 – kanał Dębina, 6 – Brodna, 7 – kanał Gardno – Łebsko.

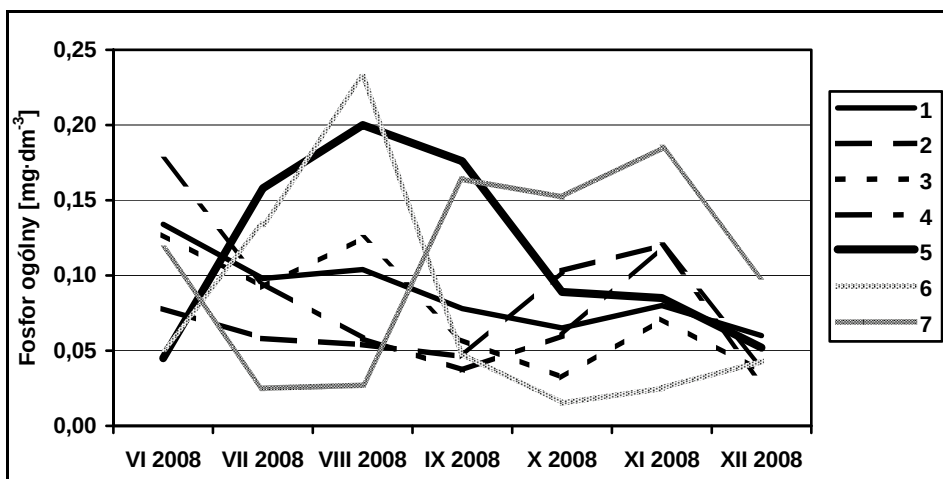
Fig. 2. Distribution of variability of total nitrogen in waters of streams flowing into Lake Gardno:

1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – Wysoka canal, 5 – Dębina canal, 6 – Brodna, 7 – Gardno – Łebsko canal.

Fosfor ogólny w odróżnieniu od azotu ogólnego charakteryzował się zdecydowanie mniejszymi różnicami w uzyskanych wynikach (rys. 3). Zakres zmienności dla wszystkich analizowanych cieków wahał się od $0,0152 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ dla kanału Gardno – Łebsko do $0,232 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ dla rzeki Brodnej. Średnie wartości dla okresu badań wyniosły od $0,071 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ dla Bagiennicy do $0,14$ dla kanału Dębina. Nie obserwuje się w przypadku fosforu ogólnego jakichkolwiek podobieństw w zmienności czasowej dla analizowanych cieków. Najwyższe różnice pomiędzy wartościami maksymalnymi i minimalnymi obserwuje się na rzece Brodnej, a następnie kanale Gardno – Łebsko.

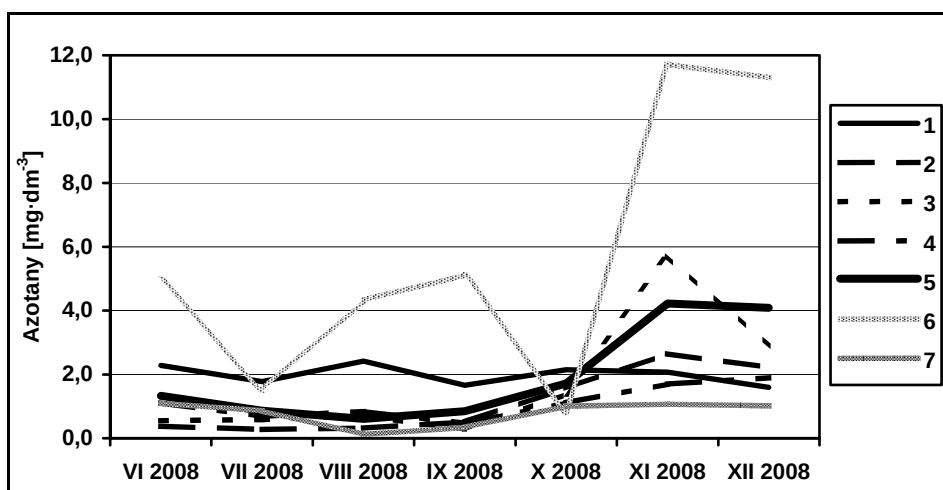
Z kolei wartości azotanów mieściły się w przedziale od $0,12 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ dla kanału Gardno – Łebsko do $11,72 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ dla rzeki Brodna. Świadczy to o znacznym zróżnicowaniu w uzyskanych wynikach dla poszczególnych obiektów hydrograficznych (rys. 4). Również notuje się znaczną dynamikę zmienności stężeń tego wskaźnika w czasie dla poszczególnych cieków. Szczególnie dotyczy to rzeki Brod-

nej, gdzie amplituda uzyskanych wyników wyniosła aż $10,9 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Rzeka ta w odróżnieniu od pozostałych ma inny przebieg zmienności stężeń.



Rys. 3. Rozkład zmienności fosforu ogólnego w wodach cieków uchodzących do jeziora Gardno: 1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – kanał Wysoka, 5 – kanał Dębina, 6 – Brodna, 7 – kanał Gardno – Łebsko.

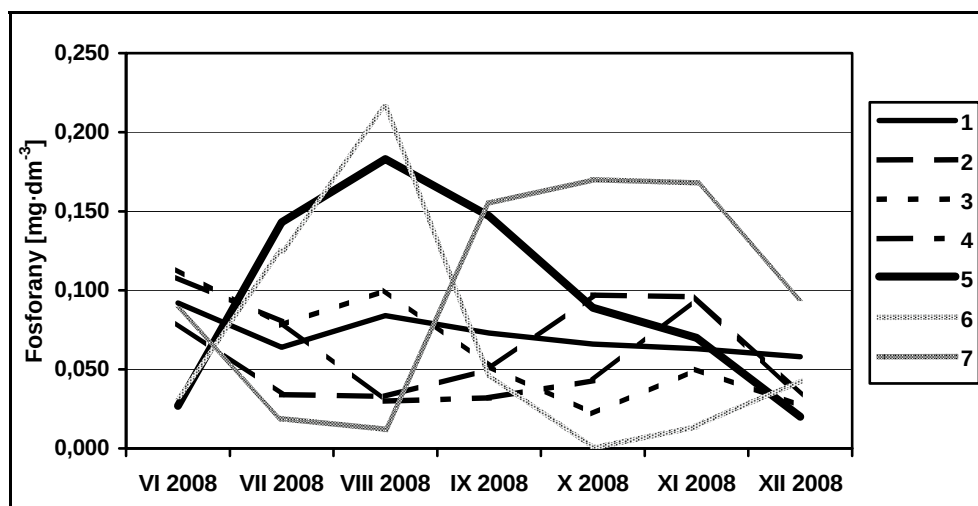
Fig. 3. Distribution of variability of total phosphorus in waters of streams flowing into Lake Gardno: 1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – Wysoka canal, 5 – Dębina canal, 6 – Brodna, 7 – Gardno – Łebsko canal.



Rys. 4. Rozkład zmienności azotanów w wodach cieków uchodzących do jeziora Gardno: 1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – kanał Wysoka, 5 – kanał Dębina, 6 – Brodna, 7 – kanał Gardno – Łebsko.

Fig. 4. Distribution of variability of nitrates in waters of streams flowing into Lake Gardno: 1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – Wysoka canal, 5 – Dębina canal, 6 – Brodna, 7 – Gardno – Łebsko canal.

Ostatni z analizowanych wskaźników – fosforany charakteryzowały się stężeniami na poziomie od $0,0 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ dla wód rzeki Brodnej do $0,216 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ dla tej samej rzeki. Zmienność w czasie charakteryzowała się dużą regularnością, co szczególnie dobrze widać dla wód takich cieków, jak: Brodna, kanał Gardno – Łebsko i kanał Dębina (rys. 5). Trudno mówić tu jednocześnie o jakiejś stałej tendencji zmienności dla wszystkich analizowanych obiektów.



Rys. 5. Rozkład zmienności fosforanów w wodach cieków uchodzących do jeziora Gardno:

1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – kanał Wysoka, 5 – kanał Dębina, 6 – Brodna, 7 – kanał Gardno – Łebsko.

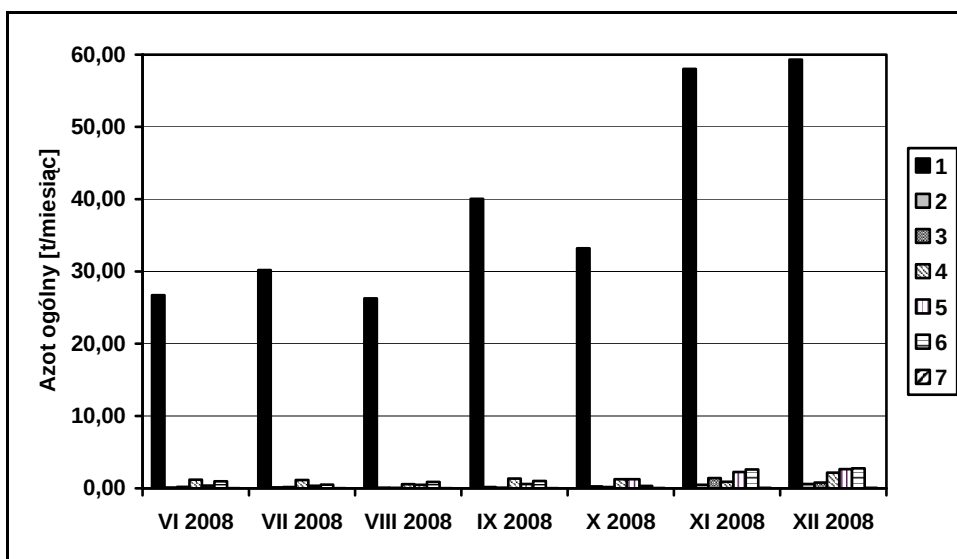
Fig. 5. Distribution of variability of phosphates in waters of streams flowing into Lake Gardno:

1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – Wysoka canal, 5 – Dębina canal, 6 – Brodna, 7 – Gardno – Łebsko canal.

WIELKOŚĆ ŁADUNKÓW BIOGENÓW

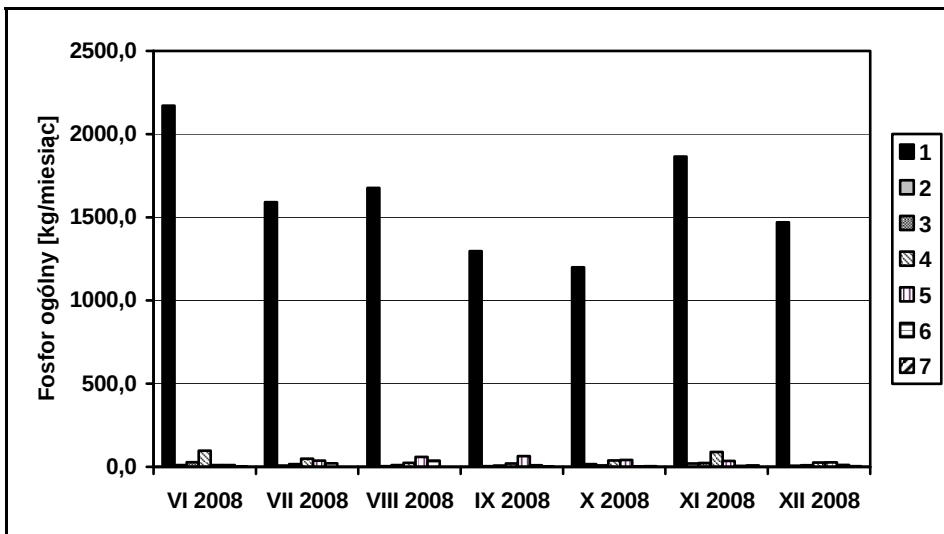
Rozpatrując wielkość ładunku jako funkcję iloczynu wielkości stężenia danego wskaźnika i przepływu wody w określonej jednostce czasu (Sojka i in., 2007) uzyskano wyniki dla poszczególnych związków biogenych. We wszystkich przypadkach widać, że największe ilości ładunków odprowadza rzeka Łupawa, które wielokrotnie przewyższają sumę wartości ładunków dla pozostałych cieków (rys. 6-9). W przypadku azotu ogólnego wartości ładunków nigdy nie spadły w okresie badań poniżej 20 ton na miesiąc. Najwyższe wartości osiągnięto w miesiącu listopadzie (58,0 ton) i grudniu (59,0 ton). Pozostałe cieki odprowadzały w tych dwóch miesiącach odpowiednio 7,7 i 9,0 ton. Z kolei w pozostałych miesiącach wielkości ładunków były na poziomie 2-3 ton. Dla porównania średnia miesięczna wielkość ładunku dla rzeki Łupawy w okresie badań wyniosła 39,1 tony, gdy drugi w ko-

lejszości ciek – rzeka Brodna załedwie 1,3 tony azotu ogólnego. Najmniejsza wartość wyniosła 0,04 tony (kanał Gardno – Łebsko). Podobne proporcje notowane są dla wielkości ładunku azotanów. Największe ich ilości odprowadza do jeziora Gardno rzeka Łupawa – wielkości wahają się od 27,58 tony we wrześniu do 48,24 tony w listopadzie. Pozostałe ciekł odprowadzają łącznie ładunki na poziomie od 0,95 tony (lipiec) do 7,93 tony (listopad). Najwyższa średnia miesięczna wartość ładunku wyniosła 37,08 tony (Łupawa), a najmniejsza załedwie 0,02 tony (kanał Gardno – Łebsko). Druga w kolejności odprowadzanych ładunków azotanów do jeziora Gardno jest rzeka Brodna (1,22 tony). Z kolei dla fosforu ogólnego notuje się o wiele mniejsze wartości ładunków, które podano nie w tonach, ale kilogramach. Jednakże i tu widać dominację rzeki Łupawy. Średnia miesięczna wartość ładunku w okresie badań dla tej rzeki wyniosła 1609,8 kg, gdy drugi pod tym względem kanał Wysoka odprowadzał załedwie 48,8 kg. Najmniejsze ilości odprowadzały takie ciekł jak kanał Gardno – Łebsko (3,3 kg), a następnie rzeka Bagiennica (9,9 kg) i rzeka Brodna (14,0 kg). Z kolei rozpatrując uzyskane wyniki w poszczególnych miesiącach potwierdzić można dominację rzeki Łupawy w odprowadzaniu ładunków azotanów. W poszczególnych miesiącach wartości te wahały się od 1199,5 kg w miesiącu październiku do 2170,8 kg w miesiącu czerwcu. Pozostałe ciekł odprowadzały łącznie ładunki na poziomie od 82,6 kg (grudzień) do 181,8 kg (listopad).



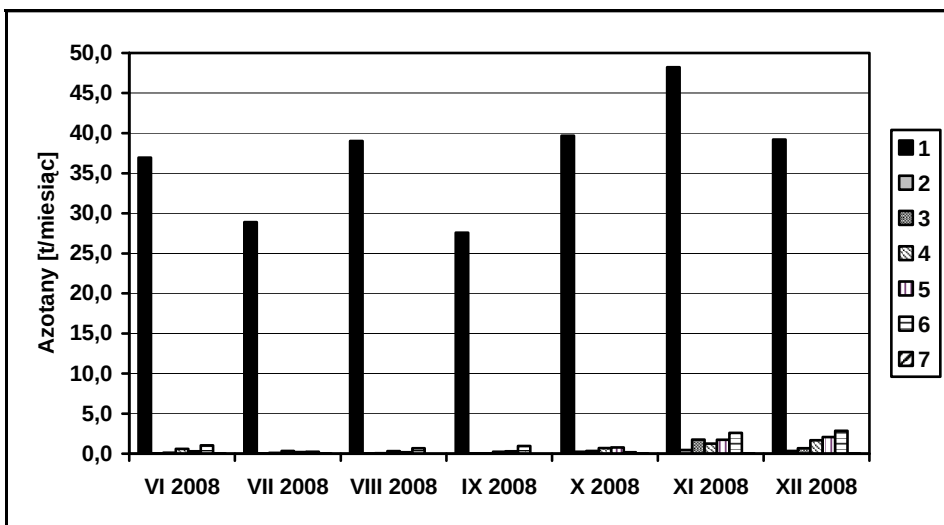
Rys. 6. Wielkość ładunku azotu ogólnego odprowadzana do jeziora Gardno poprzez kanały i rzeki: 1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – kanał Wysoka, 5 – kanał Dębina, 6 – Brodna, 7 – kanał Gardno – Łebsko.

Fig. 6. Value of the load of total nitrogen discharged into Lake Gardno through canals and rivers: 1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – Wysoka canal, 5 – Dębina canal, 6 – Brodna, 7 – Gardno – Łebsko canal.



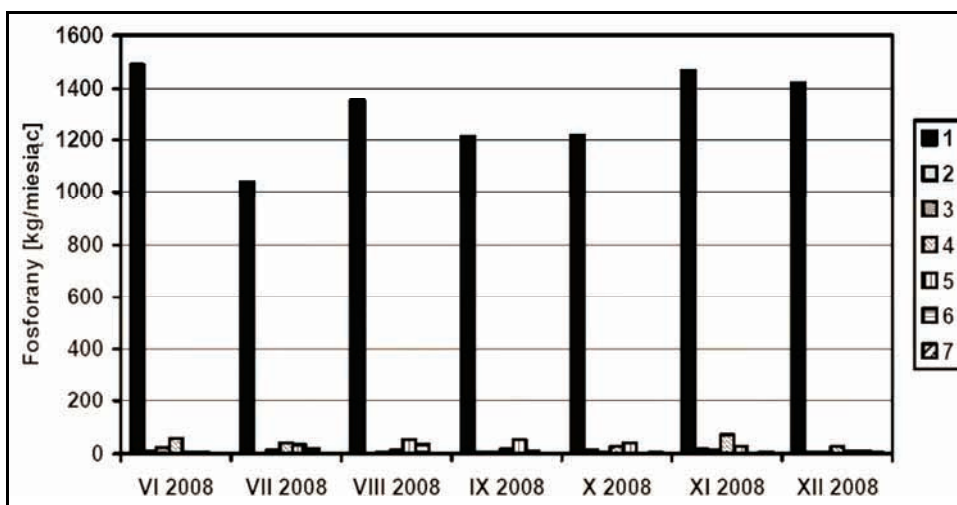
Rys. 7. Wielkość ładunku fosforu ogólnego odprowadzana do jeziora Gardno poprzez kanały i rzeki:
1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – kanał Wysoka, 5 – kanał Dębina, 6 – Brodna, 7 – kanał Gardno – Łebsko.

Fig. 7. Value of the load of total phosphorus discharged into Lake Gardno through canals and rivers:
1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – Wysoka canal, 5 – Dębina canal, 6 – Brodna, 7 – Gardno – Łebsko canal.



Rys. 8. Wielkość ładunku azotanów odprowadzana do jeziora Gardno poprzez kanały i rzeki:
1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – kanał Wysoka, 5 – kanał Dębina, 6 – Brodna, 7 – kanał Gardno – Łebsko.

Fig. 8. Value of the load of nitrates discharged into Lake Gardno through canals and rivers:
1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – Wysoka canal, 5 – Dębina canal, 6 – Brodna, 7 – Gardno – Łebsko canal.



Rys. 9. Wielkość ładunku fosforanów odprowadzana do jeziora Gardno poprzez kanały i rzeki:

1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – kanał Wysoka, 5 – kanał Dębina, 6 – Brodna, 7 – kanał Gardno – Łebsko.

Fig. 9. Value of the load of phosphates discharged into Lake Gardno through canals and rivers:

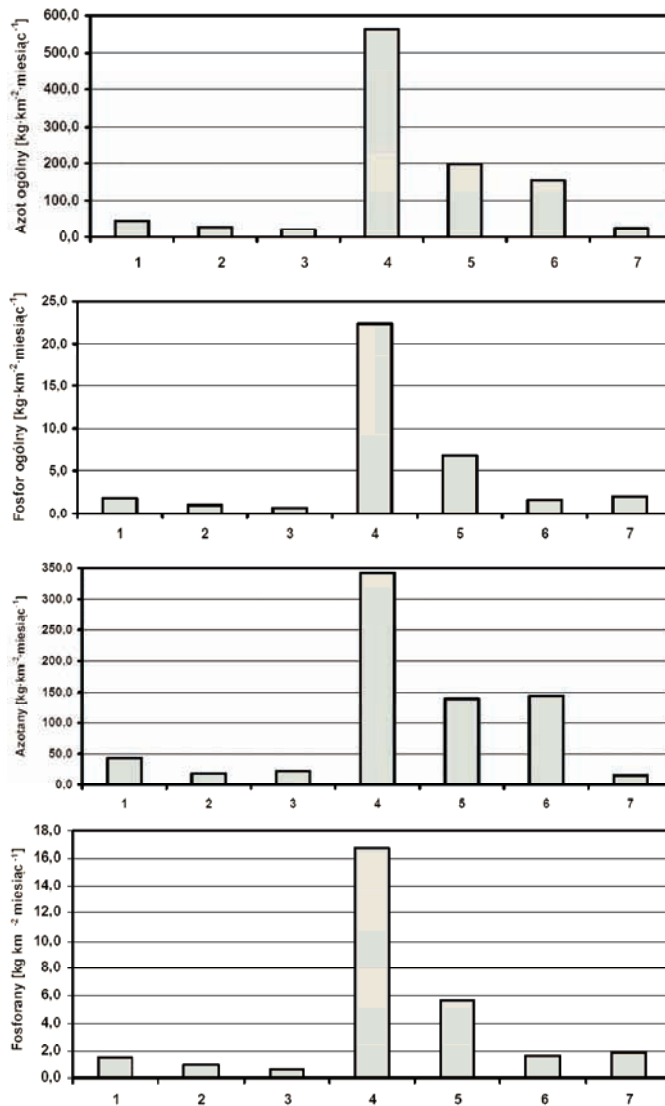
1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – Wysoka canal, 5 – Dębina canal, 6 – Brodna, 7 – Gardno – Łebsko canal.

Największe ładunki fosforanów zanotowano w wodach rzeki Łupawy, gdzie wahały się od 1038,8 kg (lipiec) do 1490,4 kg (czerwiec). Pozostałe ciekі odprowadzały łącznie ładunki fosforanów na poziomie od 64,8 kg w grudniu do 143,6 kg w listopadzie. Najmniejsze ładunki odprowadzał kanał Gardno – Łebsko, które wahały się od 0,14 kg w sierpniu do 7,84 kg w listopadzie. Średnie wartości poszczególnych wskaźników wahały się od 3,1 kg dla kanału Łebsko – Gardno do 1314,8 kg dla Łupawy. Obserwowana jest również duża zmienność w czasie uzyskanych wyników dla poszczególnych cieków. Świadczyć mogą o tym wartości ekstremalne ładunków.

WIELKOŚĆ ŁADUNKÓW BIOGENÓW W ODPLYWIE JEDNOSTKOWYM

Rozpatrując wielkości ładunków poszczególnych związków biogenicznych nie należy zapominać o określeniu ich wielkości w powiązaniu z powierzchnią zlewni, jaką odwadniają poszczególne ciekі (Galicka i in., 2007). W odróżnieniu od powyżej opisanych wartości można zauważyć dominację w odprowadzaniu ładunków jednostkowych dla innych cieków. Największe średnie wartości ładunków azotu ogólnego i azotanów odprowadzały takie obiekty, jak: kanał Wysoka, kanał Dębina oraz rzeka Brodna. Pozostałe ciekі nie miały w tej sytuacji większego znaczenia, w tym także rzeka Łupawa. Z kolei w przypadku fosforu ogólnego i fosforanów największe wartości ładunków odprowadzały przede wszystkim kanał Wysoka i kanał Dębina. Pomimo, że nie są to duże ciekі, w przeliczeniu ładunku na powierzch-

nię zlewni odprowadzają one wielkości przewyższające pozostałe rzeki dwu-, trzy-, a maksymalnie ośmiokrotnie (rys. 10).



Rys. 10. Wielkość ładunków jednostkowych azotu ogólnego, fosforu ogólnego, azotanów i fosforanów w ciekach odprowadzających wody do jeziora Gardno:

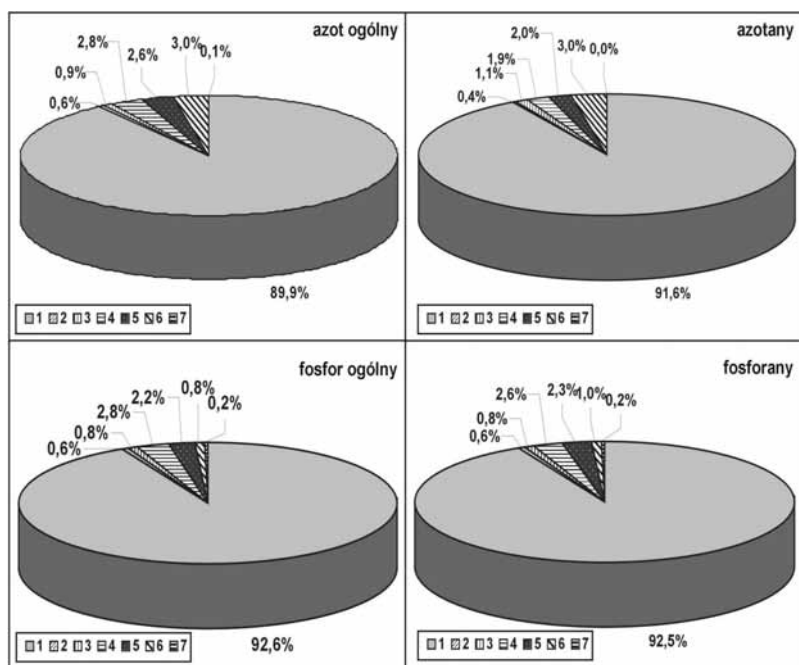
1 - Łupawa, 2 - Bagiennica, 3 - Grabownica, 4 - kanał Wysoka, 5 - kanał Dębina, 6 - Brodna, 7 - kanał Gardno - Łęsko.

Fig. 10. Value of unit loads of total nitrogen, total phosphorus, nitrates and phosphates in streams discharging into Lake Gardno:

1 - Łupawa, 2 - Bagiennica, 3 - Grabownica, 4 - Wysoka canal, 5 - Dębina canal, 6 - Brodna, 7 - Gardno - Łęsko canal.

PODSUMOWANIE

Na podstawie wstępnych wyników badań zauważyć można niezwykle duże stężenia azotu ogólnego i azotanów w wodach cieków odprowadzających swoje wody do jeziora Gardno. Dotyczy to nie tylko rzek dużych, decydujących o wielkości dopływu potamicznego ze zlewni, lecz także rzek i kanałów małych i średnich. Porównanie poszczególnych wartości oraz przebiegu zmienności w czasie na poszczególnych obiektach było możliwe dzięki szczegółowej inwentaryzacji rzek i kanałów mających bezpośrednie ujście do jeziora, a także dzięki założeniu stałej sieci punktów obserwacyjnych. Zanotowano również duże stężenia fosforu ogólnego i fosforanów, choć nie tak wielkie jak w przypadku związków azotowych. Wszystkie cztery wskaźniki wykazują się dużą dynamiką zmienności wywołaną nie tylko sezonowością, ale także zmieniającymi się warunkami naturalnymi i oddziaływaniem człowieka. Z kolei analizując wielkości ładunków zaobserwować można dominację jednego cieku tj. rzeki Łupawy, która wielokrotnie przewyższała pozostałe obiekty w uzyskanych wynikach, o czym mogą świadczyć zależności obserwowane na rysunku nr 11. Zupełnie inaczej wyglądają wielkości średnich miesięcznych ładunków jednostkowych, gdzie największe wartości notuje się w ciekach niewielkich, o małych zlewniach, a za to znacznych stężeniach poszczególnych wskaźników.



Rys. 11. Procentowy udział poszczególnych rzek i kanałów w wielkości średnich miesięcznych ładunków azotu ogólnego, fosforu ogólnego, azotanów i fosforanów:
1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – kanał Wysoka, 5 – kanał Dębina, 6 – Brodna, 7 – kanał Gardno – Łebsko.

Fig. 11. Percentage of particular rivers and canals in the value of mean monthly loads of total nitrogen, total phosphorus, nitrates and phosphates:
1 – Łupawa, 2 – Bagiennica, 3 – Grabownica, 4 – Wysoka canal, 5 – Dębina canal, 6 – Brodna, 7 – Gardno – Łebsko canal.

Reasumując należy uznać, że wielkość stężeń jak i wielkość ładunków związków biogennych świadczyć może o dużym dopływie zanieczyszczeń do jeziora Gardno, co z kolei powoduje duże zagrożenie wystąpieniem zjawiska eutrofizacji i zmian w życiu biologicznym wód tego obiektu. Jest to tym bardziej niebezpieczne, że zbiornik ten znajduje się w dolnej części (odcinek ujściowy) dorzecza rzeki Łupawy i jest jednocześnie zbiornikiem przymorskim charakteryzującym się odmiennym od typowych zbiorników śródlądowych obiegiem wody (Drwal i in., 2007).

SUMMARY

CHANGES IN CONTENTS OF CONCENTRATIONS AND LOADS OF BIOGENIC COMPOUNDS IN WATERS FLOWING INTO LAKE GARDNO

The aim of this paper is a determination of changes in concentrations of biogenic compounds in the waters of the rivers and canals discharging into Lake Gardno, which is an example of a coastal reservoir. Additionally, an attempt was made to determine the value of loads of nitrogen and phosphorus compounds supplied into this reservoir through all the possible streams draining the total catchment. On the basis of the preliminary results, exceptionally high concentrations of total nitrogen and nitrates can be observed in the waters of streams discharging into Lake Gardno. This concerns not only big rivers, decisive for the volume of potamic inflow from the catchment, but also small and medium rivers and canals. High concentrations of total phosphorus and phosphates were also observed, however, not as high as for nitrogen compounds. An analysis of the value of loads reveals a domination of one stream, i.e. the River Łupawa, which many times exceeds the other objects in the obtained results.

LITERATURA

- BILLEN G., GARNIER C., HANNON E., 1995: *Global change in nutrient transfer from land to sea: biogeochemical processes in river systems*. GMMA, Free University of Brussels. 99 s.
- BEHRENDT H., OPITZ D., 1999: *Retention of nutrients in river systems: Dependence of specific runoff and hydraulic load*. Hydrobiologia, 410. s. 111-122.
- BEHRENDT H., DANNOWSKI R., DEUMLICH D., DOLEZAL F., KAJEWSKI I., KORN-MILCH M., KOROL R., MIODUSZEWSKI W., OPITZ D., STEIDL J., STRONSKA M., 2003: *Point and diffuse emission of pollution their retention in the river system of the Odra and scenario calculations on possible changes*. Weissensee Verlag, Berlin. 296 s.
- BOGDANOWICZ R., 2004: *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*. Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.
- CEBULAK K., 1984: *Gospodarka polderowa*. [w:] Augustowski B., (red.): *Pobrzeże Pomorskie*. GTN, Wydział V Nauk o Ziemi, Gdańsk.
- CYBERSKI J., JĘDRASIK J., 1992: *Wymiana i cyrkulacja wód w jeziorze Gardno*. [w:] Korzeniowski K., (red.): *Zlewnia przymorskiej rzeki Łupawy i jej jeziora*. Słupsk.
- DRWal J., CIEŚLIŃSKI R., CHŁOST I., 2007: *Obieg wody w jeziorze przybrzeżnym na przykładzie jeziora Łebsko*. [w:] Michalczyk Z., (red.): *Obieg wody w środowisku naturalnym i prze-*

- kształconym*. Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska. T VIII. Wyd. UMCS, Lublin. s. 185-193.
- GALICKA W., KRUK A., ZIĘBA G., 2007: *Bilans azotu i fosforu w zbiorniku Jezioro*. Nauka Przyroda Technologie, t. 1, z. 2. Wyd. Akademii Rolniczej w Poznaniu, Poznań. s. 1-9.
- HOWARTH R.W., BILLEN D., SWANEY A., TOWNSEND N., JAWORSKI K., LAJTHA J.A., DOWNING R., ELMGREN N., CARACO T., JORDAN F., BERENDSE J., FRENEY V., KUDEYAROV P., MURDOCH P., ZHAO-LIANG Z., 1996: *Regional nitrogen budgets and riverine N & P fluxes for the drainages to the North Atlantic Ocean: Natural and human influences*. Biogeochemistry, 35. s. 75-139.
- ILNICKI P., 2002: *Przyczyny, źródła i przebieg eutrofizacji wód powierzchniowych*. Prz. Komunal., 2. s. 35-49.
- SOJKA M., MURAT-BŁĄŻEJEWSKA S., KANCLERZ J., 2007: *Ocena metod obliczania ładunków zanieczyszczeń wymywanych ze zlewni*. Acta Sci. Pol., Formatio Circumiectus, 6 (1). s. 3-13.

Dr Roman Cieśliński

georc@univ.gda.pl
Uniwersytet Gdański
ul. Dmowskiego 16a
80-952 Gdańsk

WPLYW USZCZELNIENIA ZLEWNI NA SEZONOWE ZRÓŻNICOWANIE ODPLYWU RZECZNEGO NA PRZYKŁADZIE SILNICY I SUFRAGAŃCA

Tadeusz CIUPA

Instytut Geografii, Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego, Kielce

Abstrakt: W pracy wykazano wpływ uszczelnienia zlewni na sezonowe zróżnicowanie wysokości odpływu rzeczne na przykładzie zlewni Sufragańca (62,01 km²) i Silnicy (49,40 km²) położonych w Górach Świętokrzyskich. Zlewnie te sąsiadują ze sobą, mają zbliżoną powierzchnię, podobną budowę geologiczną i rzeźbę terenu, ale są różnie zagospodarowane. Rzeka Sufraganiec odwadnia zlewnię leśno-rolniczą z rosnącym w dół udziałem terenów zurbanizowanych, a rzeka Silnica – początkowo tereny zalesione, a następnie podmiejskie i zurbanizowane 200-tysięcznego miasta Kielce. Stacjonarne badania hydrologiczne prowadzono w ośmiu zlewniach cząstkowych w latach 1998-2003.

W badanych zlewniach wraz ze wzrostem wartości wskaźników użytkowania (*Utu* – udział terenów uszczelnionych i *Pdu* – powierzchnia dróg utwardzonych na 1 km biegu rzeki) następował w lipcu wzrost średniego i średniego maksymalnego miesięcznego odpływu jednostkowego oraz współczynnika odpływu, a w marcu – ich zmniejszanie. W lipcu jest to efekt przyspieszonego spływu powierzchniowego wód opadowych na obszarach zurbanizowanych o znacznie ograniczonej intercepcji i infiltracji, a w marcu – skutek przyspieszonego topnienia pokrywy śnieżnej i zwiększonego parowania w obrębie dróg, parkingów, terenów zabudowanych itd.

Słowa kluczowe: zlewnia zurbanizowana (Silnica), zlewnia leśno-rolnicza (Sufraganiec), uszczelnienie zlewni, odpływ jednostkowy, Kielce.

WPROWADZENIE

Spośród różnych procesów antropogenicznych wpływających na obieg wody w zlewni szczególne znaczenie mają procesy uprzemysłowienia i urbanizacji (m.in. Soczyńska, 1974; UNESCO, 1974; Dobija, 1975; Hollis, 1975; Richards, Wood, 1976; Rayzacher, 1989; Kibler, 1982; Mikulski, Nowicka, 1982; Jankowski, 1986, 1998; Czaja, 1988, 1999, 2002; Gutry-Korycka, 1993; Bielawski, 1994; Absalon, 1998; Jokiel, 2002; Nowicka, 2002; Soja, 2002; Akan, Houghtalen, 2003; Michalczyk, 2003; Barszcz, Banasik, 2008; Ciupa, 2009). Wzrost intensywności zagospodarowania terenu powoduje zmiany w jego uszczelnieniu, bowiem coraz większą powierzchnię zajmują tam zabudowania i towarzyszące im nieprzepuszczalne lub słabo przepuszczalne powierzchnie dróg, chodników, parkingów itp. W wyniku przeobrażeń zaburzeniom ulegają następujące składowe obiegu wody: intercepcja (zmieniona poprzez wzrost powierzchni dachów, chodników i parkingów), retencja powierzchniowa (pomniejszona o retencję depresyjną w stosunku do obszarów niezabudowanych, np. użytkowanych

rolniczo), parowanie (w obrębie powierzchni uszczelnionych: sezon letni – zredukowane z do krótkiego okresu czasu, tj. w trakcie trwania i po opadzie, a ciągła ewapotranspiracja zachodzi tylko z obszarów parków i trawników; sezon zimowy – zwiększone na skutek podwyższonych tu temperatur), drogi odpływu powierzchniowego (szybko spływająca woda po powierzchniach nieprzepuszczalnych odprowadzana jest do ulicznych rynien ściekowych, kanałów zbiorczych i koryta rzeki). Takie zaburzenia obiegu wody rzutują na wielkość odpływu powierzchniowego, jego relację do odpływu podziemnego oraz w znaczący sposób wpływają na zmiany przebiegu fal wezbraniowych (Van Sicle, 1962; UNESCO, 1974; Jankowski, 1986, 1988, 1998; Singh, 1989; Kubiś, 1992; Pociask-Karteczka, 1994; Czaja, 1999; Brun, Band, 2000; Kaniecki, 2003). Największe hydrologiczne konsekwencje antropogenicznych przekształceń obserwuje się w małych zlewniach o powierzchni do kilkuset kilometrów kwadratowych (Hojda, 1974; Czaja, 1986; Jankowski, 1988, 1996; Rayzacher, 1989).

CEL I METODY BADAŃ

Celem pracy jest wykazanie odmiennego wpływu, w sezonie zimowym i letnim, intensywności uszczelnienia zlewni na różnicowanie odpływu jednostkowego i współczynnika odpływu w małych zlewniach na przykładzie rzeki Sufragańiec i Silnicy.

Praca oparta jest na stacjonarnych badań terenowych w dwóch ww. zlewniach porównawczych, w których w latach 1998-2003 prowadzono:

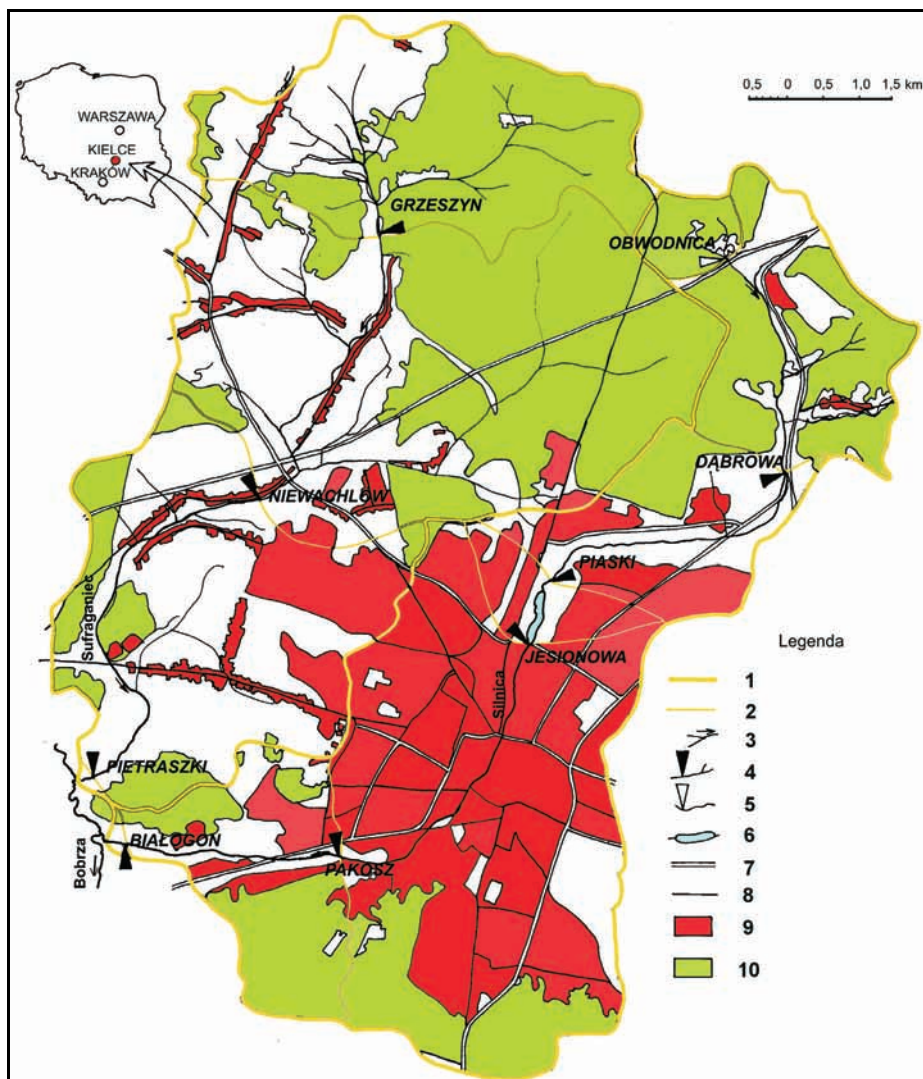
- codzienne pomiary stanów wody o godz. 7⁰⁰ w przekrojach zamykających poszczególne części zlewni Sufragańca (Grzeszyn, Niewachlów i ujście w Pietraszkach) i Silnicy (Dąbrowa, Piaski, Jesionowa, Pakosz i ujście w Białogonie),
- ciągły zapis stanów wody, wykorzystując limnigrafy, w półroczach letnich (V-X) w przekrojach Sufragańca (Grzeszyn i Pietraszki) i Silnicy (Dąbrowa, Pakosz i Białogon),
- pomiary opadów w półroczach letnich za pomocą deszczomierzy i pluwiografów na dwóch stanowiskach w zlewni Sufragańca (Grzeszyn i Pietraszki.) i Silnicy (Dąbrowa i Pakosz).

W każdym ww. przekroju hydrometrycznym oraz w przekroju Obwodnica, zamykającym górną część zlewni Silnicy, wykonywano 2-3 razy w miesiącu pomiary przepływu.

TEREN BADAŃ

Do badań wybrano dwie zlewnie o zbliżonej powierzchni położone na terenie miasta Kielce i obszarów podmiejskich (rys. 1). Charakteryzują się one podobną budową geologiczną i rzeźbą terenu a różnią się zasadniczo użytkowaniem i zagospodarowaniem terenu. Powierzchnia zurbanizowanej zlewni Silnicy wynosi 49,40 km²,

a leśno-rolniczej zlewni Sufragańca – 62,01 km². W ich obrębie wyróżniono osiem zlewni częściowych o różnym sposobie użytkowania, w których prowadzono badania stacjonarne i jedną gdzie prowadzono badania okresowe.



Rys. 1. Położenie i użytkowanie zlewni rzeki Silnicy i Sufragańca:

1 - dział wodny główny, 2 - dział wodny do wodowskazu, 3 - ciek, 4 - wodowskaz obserwacji dobowych, 5 - wodowskaz obserwacji okresowych, 6 - zbiornik wodny, 7 - drogi główne, 8 - drogi drugorzędne, 9 - tereny zabudowane, 10 - las.

Fig. 1. Position and cultivation of a catchments of the rivers Silnica and Sufragańca:

1 - major watershed, 2 - watershed up to the water-gauge, 3 - flows, 4 - water-gauge for twenty-four hours observations, 5 - water-gauge for temporary observations, 6 - artificial dammed water basin, 7 - main roads, 8 - minor roads, 9 - industrial areas, 10 - woodland.

W górnej części zlewni Silnicy, po przekrój Dąbrowa, lasy zajmują 72,9% ogólnej powierzchni zlewni. Poniżej zmniejsza się udział lasów, a wzrasta powierzchnia terenów uszczelnionych (nieprzepuszczalnych lub bardzo słabo przepuszczalnych), które cechują się przewagą przyspieszonego spływu powierzchniowego. Zaliczono do nich różnego rodzaju drogi, utwardzone parkingi oraz zabudowania. Ich udział po przekrój Pakosz, który położony jest poniżej centrum Kielc, wynosi 30,2%. W dół zlewni po przekrój Białogon, wzrasta ponownie powierzchnia lasów i łąk, a tereny uszczelnione zmniejszają się do 27,6%. Między przekrojami Piaski i Jesionowa znajduje się zbiornik retencyjny o powierzchni 10,5 ha i pojemności 170 000 m³. W zlewni Sufragańca udział lasów zmniejsza się od 65,5% (Grzeszyn) do 46,7% po przekroju ujściowy (Pietraszki). Natomiast powierzchnie uszczelnione zwiększają się tu odpowiednio od 1,7% do 6,7% (rys. 1, tab. 1).

Tab. 1. Powierzchnia zlewni (A) i wybrane rodzaje użytków w zlewni Silnicy i Sufragańca.

Table 1. Surface area (A) and selected types of land use for the Sufraganiec and Silnica river catchments.

Powierzchnia i rodzaje użytków	Zlewnia Sufragańca			Zlewnia Silnicy					
	Grzeszyn	Niewachłów	Pietraszki	Obwodnica*	Dąbrowa	Piaski	Jesionowa	Pakosz	Białogon
A (km ²)	13,61	42,25	62,01	1,46	9,23	15,49	17,88	42,62	49,38
las (%)	65,5	59,0	46,7	95,2	72,9	51,2	44,9	29,6	32,7
tereny uszczelnione (%)	1,7	3,4	6,7	0,3	4,6	12,7	17,4	30,2	27,5
pozostałe (%)	32,8	37,6	46,6	4,5	22,50	36,1	37,7	40,2	39,8

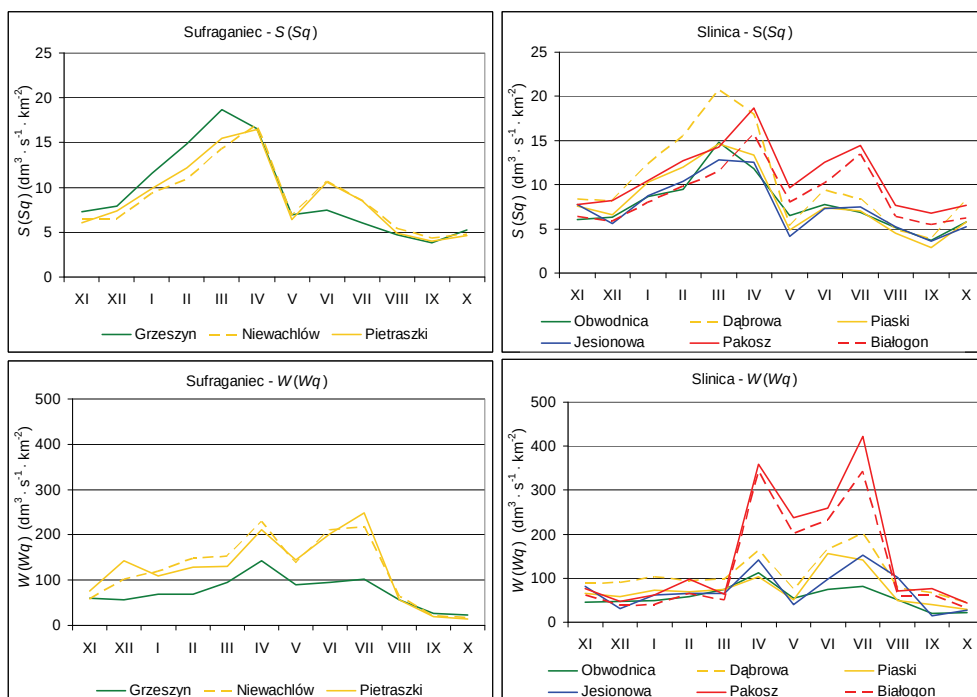
*obserwacje okresowe (extraordinary research).

Spośród kilkudziesięciu wskaźników, charakteryzujących użytkowanie ziemi i zagospodarowanie omawianych zlewni, a mających wpływ na powierzchniową fazę obiegu wody wybrano dwa z nich, tj. *Utu* – udział terenów uszczelnionych i *Pdu* – powierzchnia dróg utwardzonych przypadająca na 1 km biegu rzeki.

WYNIKI BADAŃ

Wpływ zróżnicowanego uszczelnienia badanych zlewni cząstkowych na odpływ rzeczny w cyklu rocznym przedstawia rys. 2. Generalnie reżim odpływu badanych rzek kształtuje się podobnie ale jego dynamika jest odmienna. Maksimum średniego miesięcznego odpływu jednostkowego $S(Sq)$ w górnych, najbardziej zalansionych częściach obu zlewni, wystąpiło w okresie wezbrań roztopowych w marcu (18,7-20,8 dm³·s⁻¹·km⁻²), a w części środkowej i dolnej o zmniejszonej retencyjności powierzchniowej wynikającej z coraz większego uszczelnienia zlewni (Pakosz, Białogon a także Niewachłów i Pietraszki) – w kwietniu (16,4-18,7 dm³·s⁻¹·km⁻²). W kwietniu, po wiosennych roztopach i jeszcze stosunkowo dużej wilgotności podłoża, wystąpiły wysokie opady atmosferyczne, których średnia suma była wyższa o 14,8 mm od przeciętnej z wielolecia 1954-2003. Należy podkreślić, że w marcu w przekrojach zamykających zlewnie zurbanizowane (Białogon, Pakosz) zanotowano najniższe

średnie maksymalne odpływy jednostkowe (odpowiednio: 11,5 i 14,3 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Był to efekt wcześniejszego topnienia pokrywy śnieżnej w obrębie dróg, parkingów, terenów zabudowanych itd., a także zwiększonego tu parowania. W większości zlewni drugie maksimum odpływu $S(Sq)$ wystąpiło w czerwcu, a w zurbanizowanych segmentach w lipcu. W obu miesiącach średnie sumy opadów były bardzo wysokie i przekroczyły średnie wartości z wielolecia 1954-2003 w czerwcu o 15,9 mm, a w lipcu o 39,8 mm. W lipcu, przy w pełni rozwiniętej szacie roślinnej, w zlewniach niezurbanizowanych uwidoczniła się wyraźnie rola intercepcji. W większości zlewni cząstkowych najniższy odpływ jednostkowy był we wrześniu ze względu na niskie opady (48,4 mm) i stosunkowo jeszcze wysokie temperatury powietrza (12,4°C), a zatem i parowanie. W okresie badań wyjątkowo niskie średnie odpływy jednostkowe $S(Sq)$ wystąpiły w maju, pomimo że średnia suma opadu była wówczas wyższa o 5,4 mm od średniej wysokości z wielolecia (rys. 2). Temperatura powietrza była wówczas wyższa od średniej z wielolecia aż o 1,6°C, co spowodowało wzrost parowania.



Rys. 2. Średni $S(Sq)$ i maksymalny $W(Wq)$ miesięczny odpływ jednostkowy w zlewni Sufragańca i Silnicy w latach 1998-2003. Tu i na następnych rycinach kolory oznaczają: zielony – zlewnie leśne, pomarańczowy – zlewnie rolnicze i podmiejskie, niebieski – zlewnia ze zbiornikiem wodnym, czerwony – zlewnie zurbanizowane.

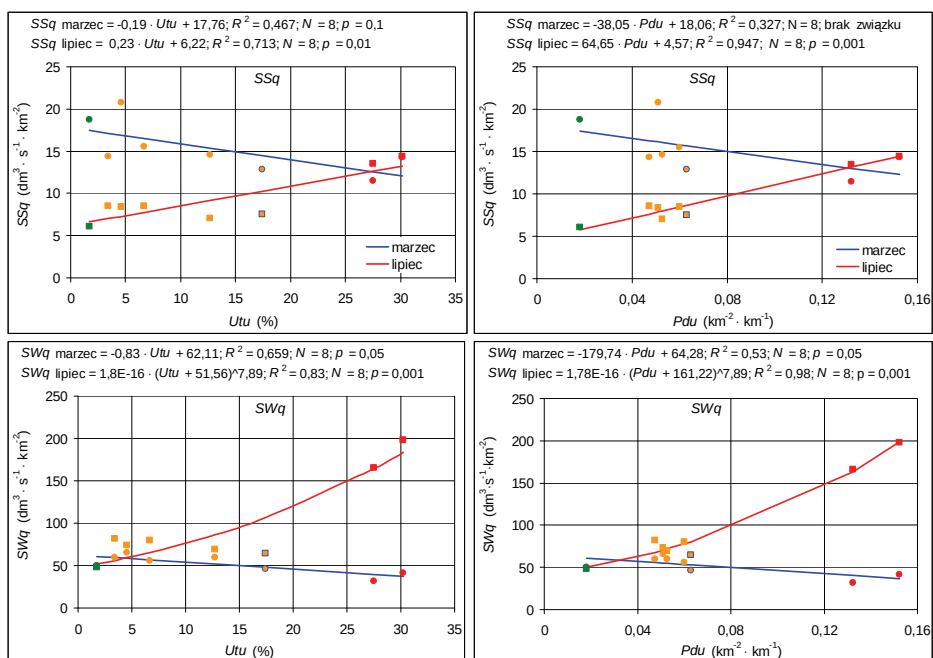
Fig. 2. Average $S(Sq)$ and maximum $W(Wq)$, monthly specific runoff in the Sufraganiec and Silnica river catchments from 1998 to 2003. From here on, the following colored mean the following: green – wooded catchments, orange – agricultural and suburban catchments, blue – catchment with a water reservoir, red – urban catchments.

Maksymalny ze średnich miesięcznych odpływ jednostkowy $W(Wq)$ prawie we wszystkich zlewniach wystąpił w lipcu, a jedynie w zlewni leśnej zamkniętej przekrojem w Grzeszynie – w kwietniu. Wyróżniają się zlewnie zurbanizowane (Pakosz i Białogon), gdzie odpływ jednostkowy był wówczas zdecydowanie najwyższy (odpowiednio: 422,7 i 343,2 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), przekraczając porównywalne wartości u ujścia Sufragańca o 71 i 39%. Jeszcze większy kontrast (odpowiednio: 415 i 337%) zachodzi między tymi dwoma zlewniami a wspomnianą już wyżej zlewnią leśną (rys. 2). Reżim odpływu badanych rzek można określić jako złożony, z dwoma maksimami w ciągu roku, przy czym wyraźnie odróżniają się tu zlewnie leśne, rolnicze i podmiejskie od zurbanizowanych (Ciupa, 2009).

Dla marca i lipca, tj. miesięcy, w których w większości zlewni wystąpiły najwyższe obserwowane średnie – $S(Sq)$ i średnie maksymalne – $W(Sq)$ miesięczne odpływy jednostkowe, określono związki między tymi wartościami a wybranymi wskaźnikami użytkowania zlewni (Utu – udział terenów uszczelnionych i Pdu – powierzchnia dróg utwardzonych na 1 km biegu rzeki). W marcu w obu wypadkach stwierdzono liniową tendencję zmniejszania odpływu jednostkowego wraz z przyrostem wielkości analizowanych wskaźników użytkowania, ale zależności te były istotne na poziomie 0,05 i 0,1, a w jednym przypadku ich nie było. Z kolei w lipcu udokumentowano tendencję odwrotną. Związek między wskaźnikami użytkowania (Utu i Pdu) a średnim miesięcznym odpływem jednostkowym – $S(Sq)$ opisują również równania liniowe, ale współczynniki determinacji osiągały wartości 0,713 i 0,947, istotne na poziomie 0,01 i 0,001 (rys. 3). Potwierdza to dominującą rolę powierzchni uszczelnionych, szczególnie na obszarach zurbanizowanych, w kształtowaniu odpływu jednostkowego w lipcu, w zakresie wartości zarówno średnich, jak i maksymalnych (Ciupa, 2009).

Jeszcze wyższe współczynniki determinacji R^2 (0,894 i 0,977), istotnych na poziomie 0,001, stwierdzono analizując związek między średnim z maksymalnych miesięcznych odpływem jednostkowym – $S(Wq)$ a wskaźnikami Utu i Pdu . Związek ten opisują równania wykładnicze. Postać funkcji oraz wysoki współczynnik determinacji wskazują tu na szczególną rolę powierzchni uszczelnionych, w tym dróg, w kształtowaniu maksymalnego odpływu podczas wezbrań letnich.

Nożycowy układ wykresów w rozpatrywanych miesiącach, w odniesieniu do wartości średnich i maksymalnych, potwierdza odmienne znaczenie powierzchni uszczelnionych, w tym dróg utwardzonych, dla powstawania odpływu w marcu i lipcu (rys. 3). W marcu jest to efekt przyspieszonego topnienia pokrywy śnieżnej i zwiększonego parowania w obrębie dróg, parkingów, terenów zabudowanych itd., w lipcu zaś – skutek przyspieszonego spływu powierzchniowego wód opadowych na obszarach zurbanizowanych o znacznie ograniczonej infiltracji i intercepcji (Ciupa, 2009). Podobne wyniki uzyskano w innych miesiącach letnich, a także w zimowych podczas roztopów.

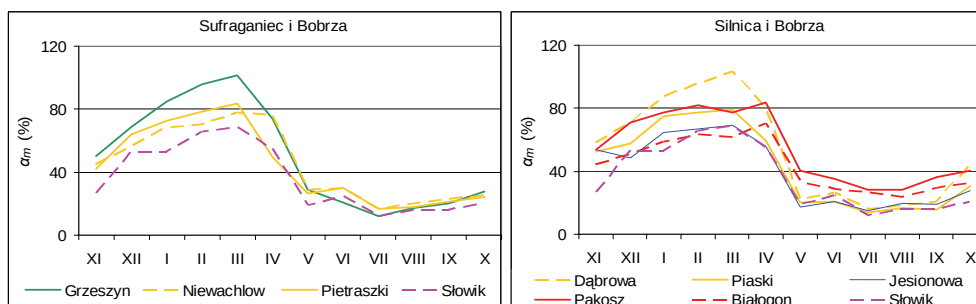


Rys. 3. Związek między wybranymi parametrami charakteryzującymi zagospodarowanie zlewni Sufragańca i Silnicy a średnim miesięcznym – $S(Sq)$ i średnim z maksymalnych miesięcznych odpływem jednostkowym – $S(Wq)$ w marcu i lipcu w latach 1998–2003:
 Utu – udział terenów uszczelnionych, Pdu – powierzchnia dróg utwardzonych na 1 km biegu rzeki.

Fig. 3. The relationship between selected parameters characteristic of land use in the Sufraganiec and Silnica catchments and average monthly – $S(Sq)$ and average maximum monthly specific runoff – $S(Wq)$ in March and July from 1998 to 2003:

Utu – impermeable areas, Pdu – paved roads area per one kilometer of river length.

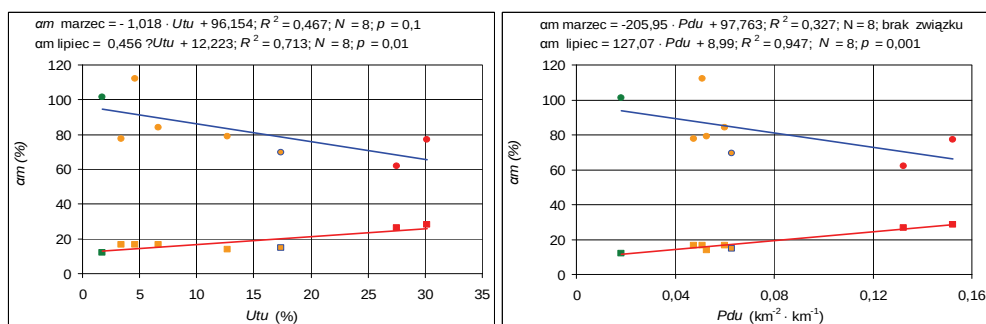
W badanych zlewniach wartości współczynników odpływu (a_m) wykazywały dużą zmienność czasową i przestrzenną w cyklu rocznym (rys. 4). W zlewniach nie-zurbanizowanych najwyższe wartości osiągały w marcu, z tym że w najbardziej zalansionych przekroczyły one 100%, a w innych kształtowały się w granicach 69,5–83,9%, natomiast w zurbanizowanych – w kwietniu (Pakosz – 83,4%, Białogon – 70,1%), czyli w okresie kiedy wystąpiły stosunkowo wysokie opady deszczu. Oznacza to, że w zlewniach zurbanizowanych naturalny cykl przebiegu rocznego współczynnika odpływu, charakterystyczny dla rzek świętokrzyskich, jest wyraźnie zakłócony. Potwierdza to także rozkład w odniesieniu do wartości najniższych, które w zlewniach zbliżonych do naturalnych występują w lipcu (11,9–16,8%), tj. w miesiącu najwyższych miesięcznych sum opadów, ale i warunków klimatycznych najbardziej sprzyjających parowaniu, w zurbanizowanych zaś – w sierpniu (28,3 i 23,7%). W zlewniach zurbanizowanych, tj. najbardziej uszczelnionych, w półroczu letnim notowano wyższe wartości współczynnika odpływu niż w pozostałych, co było efektem zwiększonej roli spływu powierzchniowego po opadach o dużym natężeniu oraz niższych strat wody związanych z parowaniem (Ciupa, 2009).



Rys. 4. Średni miesięczny współczynnik odpływu (a_m) w zlewniach Sufragańca, Silnicy oraz Bobrzy (prze-krój Słowik) w latach 1998-2003.

Fig. 4. Mean monthly runoff coefficient (a_m) in the Sufragańiec, Silnica, and Bobrza (Słowik cross section) rivers catchments, from 1998 to 2003.

Określono związek między wybranymi parametrami charakteryzującymi zagospodarowanie zlewni Sufragańca i Silnicy (U_{tu} i P_{du}) a średnim miesięcznym współczynnikiem odpływu w marcu i lipcu w latach 1998-2003 (rys. 5). W marcu w obu przypadkach wraz z przyrostem wielkości analizowanych wskaźników użytkowania stwierdzono liniową tendencję zmniejszania wartości współczynnika odpływu. W tym pierwszym ($U_{tu} - a_m$) współczynnik determinacji R^2 wynosił 0,467 (poziom istotności 0,1), a w drugim ($P_{du} - a_m$) zależność ta okazała się nieistotna statystycznie. Natomiast w lipcu wraz ze wzrostem wartości wskaźników U_{tu} i P_{du} stwierdzono jednoznacznie wzrost wartości współczynnika odpływu.



Rys. 5. Związek między wybranymi parametrami charakteryzującymi zagospodarowanie zlewni Sufragańca i Silnicy a średnim miesięcznym współczynnikiem odpływu w marcu i lipcu w latach 1998-2003:

U_{tu} – udział terenów uszczelnionych, P_{du} – powierzchnia dróg utwardzonych na 1 km biegu rzeki.

Fig. 5. The relationship between selected parameters characteristic of land use in the Sufragańiec and Silnica catchments and average monthly – $S(Sq)$ and average monthly runoff coefficient in March and July from 1998 to 2003:

U_{tu} – impermeable areas, P_{du} – paved roads area per one kilometer of river length.

Związek ten opisują również równania liniowe a współczynniki determinacji osiągały wartości 0,713 i 0,947, istotne na poziomie 0,01 i 0,001 (rys. 5). Wynika

z tego, że w lipcu, wielkość powierzchni uszczelnionych (nieprzepuszczalnych lub słabo przepuszczalnych), ma wyraźny wpływ na kształtowanie wartości współczynnika odpływu w zlewniach rzecznych.

PODSUMOWANIE

Przeprowadzone badania hydrologiczne w dwóch zlewniach Gór Świętokrzyskich (Sufragańca – 62,01 km² i Silnicy – 49,40 km²) o innym użytkowaniu, a zatem i uszczelnieniu (odpowiednio: zlewnia leśno-rolnicza z rosnącym w dół udziałem terenów zurbanizowanych i zurbanizowana) wykazały tu sezonową odmienność jego wpływu na kształtowanie odpływu jednostkowego i współczynnika odpływu.

Reżim odpływu badanych rzek jest złożony, z dwoma maksimami, tj. wiosennym (marcu i kwiecień) i letnim (czerwiec i lipiec). Wyraźnie odróżniają się tu zlewnie leśne, rolnicze i podmiejskie od zurbanizowanych, w których stwierdzono największą dynamikę odpływu w cyklu rocznym.

Wykazano, że współczynnik odpływu w półroczu letnim w zlewniach zurbanizowanych był prawie dwukrotnie wyższy niż w pozostałych. Wynika to ze zwiększonej roli spływu powierzchniowego po opadach o dużym natężeniu oraz niższych strat wody związanych z parowaniem na obszarach w znacznym stopniu uszczelnionych.

Stwierdzono, że w badanych zlewniach cząstkowych wraz ze wzrostem wartości wskaźników użytkowania (*U_{tu}* – udział terenów uszczelnionych i *P_{du}* – powierzchnia dróg utwardzonych na 1 km biegu rzeki) następowało w marcu zmniejszanie odpływu jednostkowego i wartości współczynnika odpływu, a w lipcu – wzrost. W marcu jest to efekt przyspieszonego topnienia pokrywy śnieżnej i zwiększonego parowania w obrębie dróg, parkingów, terenów zabudowanych, a w lipcu – przyspieszonego spływu powierzchniowego wód opadowych na obszarach uszczelnionych o znacznie ograniczonej infiltracji i intercepcji oraz mniejszych strat na parowanie.

SUMMARY

INFLUENCE OF CATCHMENT IMPERMEABLE ON THE SEASONAL DIFFERENTIATION RIVER RUNOFF AS EXAMPLE SUFRAGANIEC AND SILNICA CATCHMENTS

The paper shows the influence impermeable of catchment in the seasonal runoff formation process based on the Sufraganiec (62.01 km²) and Silnica (49.40 km²) catchments in the Świętokrzyskie Mountains (central/southern Poland). These are neighboring catchments with a similar surface area, similar geological structure and relief but different land use. The Sufraganiec River drains a forested-agricultural catchment with a growing share of urban areas downstream. The Silnica River valley, once a woodland area, and now the urban and suburban region of the City of Kielce (pop. 200,000).

Values of land use indicators (*Utu* and *Pdu*) grew in July along with mean and mean maximum monthly specific runoff and mean monthly runoff coefficient, on the other hand, declined in March. In July, this is the effect of accelerated surface runoff of rainwater in urban areas where infiltration and interception are quite limited while in March, this is the effect of the accelerated melting of snow and increased evaporation from roads, parking areas, built-up areas, etc...

LITERATURA

- ABSALON D., 1998: *Antropogeniczne zmiany odpływu rzecznego w zlewni Rudy*. UŚ, Katowice. 141 s.
- AKAN A.O., HOUGHTALEN R.J., 2003: *Urban hydrology, hydraulics, and stormwater quality. Engineering applications and computer modeling*. Hoboken, New Jersey, Wiley.
- BARSZCZ M., BANASIK K., 2008: *The analysis of flood phenomenon in urbanized catchment – Sluzew Creek case study (Suburb of Warsaw)*. [w:] Chełmicki W., Siwek J., (eds.): *XII Biennial International Conference „Hydrological extremes in small basins”*. Euromediterranean Network of Representative and Experimental Basins. Cracow, Jagiellonian University Institute of Geography and Spatial Management, 25.
- Bielawski Z., 1994: *Określanie charakterystyk odpływu z terenów zurbanizowanych na podstawie cech fizycznych zlewni i opadu*. [w:] Ozga-Zielińska M., (red.): *Modelowanie procesów hydrologicznych*. Monografie KGW PAN, 5. Politechnika Warszawska, Warszawa.
- BRUN S.E., BAND L.E., 2000: *Simulating runoff behavior in an urbanizing watershed*. Computers. Environment and Urban Systems. Vol. 24. s. 5-22.
- CIUPA T., 2009: *Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwalny w małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Silnicy (Kielce)*. UJK, Kielce. 251 s.
- CZAJA S., 1986: *Wpływ gospodarczej działalności człowieka na reżim odpływu Brynicy*. [w:] Kaniecki A., (red.): *Hydrologia regionalna i procesy hydrologiczne w zlewniach*. UAM, Poznań. s. 53-56.
- CZAJA S., 1988: *Wpływ górnictwa i uprzemysłowienia na reżim odpływu rzek w górnośląskim okręgu przemysłowym na przykładzie zlewni Brynicy do profilu w Sosnowcu*. Dokumentacja Geograficzna. Z. 4. IGiPZ PAN. s. 65-77.
- CZAJA S., 1999: *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie kornurbacji katowickiej)*. Prace Nauk. UŚ nr 1782, Katowice. 189 s.
- CZAJA S., 2002: *Zmiany struktury i reżimu odpływu rzecznego na obszarach górniczo-przemysłowo-miejskich*. [w:] Ciupa T., Kupczyk E., Suligowski R., (red.): *Obieg wody w zmieniającym się środowisku*. Prace Inst. Geogr. AŚ, nr 7. Kielce. s. 65-76.
- DOBIJA A., 1975: *Wpływ urbanizacji na stosunki wodne*. Czasopismo Geogr., r. 46, z. L. s. 73-78.
- GUTRY-KORYCKA M., 1993: *Wpływ urbanizowania i uprzemysławiania*. [w:] Dynowska I., (red.): *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*. UJ, Kraków. s. 344-354.
- HOJDA K., 1974: *Zmiany stosunków wodnych w obszarze silnie uprzemysłowionym na przykładzie zlewni Chechła*. Prace Geogr. UJ, z. 37. s. 21-34.
- HOLLIS G.E., 1975: *The effects of urbanization on floods of different recurrence interval*. Water Resources Research. Vol. 11 (3). s. 431-435.
- JANKOWSKI A.T., 1986: *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysłowionym i urbanizowanym (na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego)*. UŚ, Katowice.
- JANKOWSKI A. T., 1988: *Wpływ przemysłu i urbanizacji na zmiany odpływu Rawy (próba oceny)*. [w:] Dynowska I., (red.): *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski*. Dok. Geogr. IGiPZ PAN, nr 4. Wrocław s. 51-63.

- JANKOWSKI A. T., 1996: *Przemiany stosunków wodnych na obszarze Górnego Śląska*. [w:] Janowski A.T., Kaniecki A., (red.): *Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych*. IGF UAM, WNoZ UŚ, Poznań-Sosnowiec. s. 42-53.
- JANKOWSKI A.T., 1998: *Antropogeniczne uwarunkowania obiegu wody na terenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*. [w:] Magnuszewski A., Soczyńska U., (red.): *Hydrologia u progu XXI wieku*. Komisja Hydrologiczna PTG, Warszawa, s. 139-156.
- JOKIEL P., 2002: *Woda na zapleczu wielkiego miasta. Możliwości wykorzystania i problemy ochrony zasobów i obiektów wodnych w małej zlewni strefy podmiejskiej Łodzi*. UŁ, Łódź.
- KANIECKI A., 2003: *Problem ochrony wód rzecznych na obszarach miejskich na przykładzie Poznania*. [w:] Szczypek T., Rzętała M., (red.): *Człowiek i woda*. PTG o. Katowice, Sosnowiec. 64-73.
- KIBLER D.F., (ed.), 1982: *Urban stormwater hydrology*. Washington, American Geophysical Union, D. C. 271 s.
- KUBIŚ W., 1992, *Zmiany stosunków wodnych i klimatycznych Konina pod wpływem działalności miejsko-przemysłowej*. Badania Fizjogr. nad Polską Zach., Seria A, Geogr. Fiz., t. 44, Poznań. s. 131-140.
- MICHALCZYK Z., 2003: *Stan i zmiany stosunków wodnych w rejonie Chełma*. [w:] Szczypek T., Rzętała M., (red.): *Człowiek i woda*. PTG o. Katowice, Sosnowiec. s. 91-100.
- MIKULSKI Z., NOWICKA B., 1982: *Wpływ urbanizacji na stosunki wodne w świetle badań polskich*. Gosp. Wodna, nr 7. s. 100-105.
- NOWICKA B., 2002: *Wpływ urbanizacji na warunki odpływu*. [w:] Ciupa T., Kupczyk E., Suligowski R., (red.): *Obieg wody w zmieniającym się środowisku*. Prace Inst. Geogr. AŚ, nr 7, Kielce. s. 77-86.
- POCIASK-KARTECZKA J., 1994: *Przemiany stosunków wodnych na obszarze Krakowa*. [w:] Obłęska-Starkłowa B., (red.) *Przemiany środowiska geograficznego Krakowa i ich skutki*. Zesz. Nauk. UJ 1144, Prace Geogr., z. 96. s. 7-53.
- RAYZACHER Z., 1989: *Wpływ urbanizacji i uprzemysłowienia na zmiany hydrograficzne w obszarach miejskich Włocławka, Torunia, Chełma i Świecia*. Studia Soc. Sc. Torunensis, nr 9, z. 5, sec. C.
- RICHARDS K.S., WOOD R., 1976: *Urbanisation, water redistribution and their effect on channel processes*. Paper presented at Institute of British Geogr. Annual Conference, Lanchester Polytechnic. Coventry. s. 487-498.
- SINGH V.P., 1989: *Hydrologic systems, watershed modeling*. Vol. 2. Englewood Cliffs, Prentice Hall, USA.
- SOCZYŃSKA U., 1974: *Hydrologiczne skutki urbanizacji*. Wiad. Meteorol. i Gosp. Wodna, t. 22, z. 4. s. 11-22.
- SOJA R., 2002: *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*. Prace Geogr. IGiPZ PAN nr 186, Warszawa.
- UNESCO, 1974: *Hydrological effects of urbanization*. Studies and Reports in Hydrology. No 18, Paris.
- VAN SICLE D., 1962: *The effect of urban development on storm runoff*. The Texas Engineer, 32, 12.

Dr Tadeusz Ciupa

tciupa@ujk.kielce.pl

Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy

Jana Kochanowskiego

ul. Świętokrzyska 15

25-406 Kielce

WALORY TURYSTYCZNE ŚRODOWISKA WODNEGO W DOLINIE GRAJCARKA (PRZYKŁAD OPISU NA POTRZEBY TURYSTYKI)

Stanisław W. CZAJA

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Abstrakt: Dolina Grajcarka zajmuje szczególne miejsce na turystycznej mapie Polski. U jej wylotu kończy się spływ Dunajcem, którego popularność nie spada od prawie stu lat, a tradycje sięgają połowy XIX wieku. W dolnej i środkowej części doliny leży Szczawnica, jedno z najpiękniejszych polskich uzdrowisk, znane z licznych źródeł mineralnych i sprzyjającego kuracji klimatu kotlin śródgórskich. Zarówno na północnych, beskidzkich zboczach doliny, tak i na zboczach południowych stanowiących strefę Małych Pienin, występuje wiele form przyrody żywej i nieożywionej, które z uwagi na wybitne walory zostały objęte prawną ochroną jako rezerваты i pomniki przyrody. Zróżnicowane elementy przyrody tego regionu – wapienne i piaskowcowe baszty, iglice i mury, głębokie jary i wąwozy, wodospady i przełomy rzeczne – rzadko gdzie indziej spotykamy w takim nagromadzeniu niepowtarzalnych form. Trudno też gdzie indziej spotkać takie bogactwo zjawisk krasowych – osobliwych form krasowych.

Słowa kluczowe: turystyka, Szczawnica, Pasma Radziejowej, Małe Pieniny.

WSTĘP

Potok Grajcarek, która jeszcze w połowie XX wieku znana była jako Ruski Potok jest subsekwentnym dopływem Dunajca. Ten niewielki ciek stanowi bardzo wyraźną granicę między jakże różnymi terenami – Beskidem Sądeckim i Małymi Pieninami. Już wjeżdżając w obręb doliny widzimy odrębność krajobrazów. Po północnej, prawej stronie doliny wznoszą się łagodne grzbiety Beskidu. Trzon tych gór stanowią ławice piaskowców zalegających na przemian z mało odpornymi łupkami i marglami. Ich powierzchnia niszczała przez długie tysiąclecia, tworząc współczesny krajobraz. Z opisywanej części Beskidów, która znana jest jako Pasma Radziejowej, niespodziewanie wystaje niepasujący do tego krajobrazu szczyt Bryjarki. Zwieńczona słowym krzyżem góra zbudowana jest głównie z andezytów, które podobnie jak granity i bazalty są skałami magmowymi, bardziej odpornymi na procesy niszczenia.

Po południowej, lewej stronie Grajcarka krajobrazy są zupełnie inne. Tuż przy ujściu tej rzeki do Dunajca wystaje na prawie 8 m wysokości wapienna skała Kotuńka. Za skałą widoczne są wyjściowe wrota przełomu Dunajca między Hukową Skałą a Bystrzykiem. Można również dostrzec gołą, niemal pionową wapienną skałę Wylizanej, od której na wschód ciągnie się grzbiet Małych Pienin. Wbrew swej na-

zwie – Małe Pieniny przewyższają rozmiarami i wysokościami bardziej znane pasmo Pienin Czorszyńskich z masywem Trzech Koron, którego szczyt Okrąglica ma „zaledwie” 982 m n.p.m. wysokości. W tej najbardziej zróżnicowanej części Pienin, gdzie skały wznoszą się na 500 m wysokości ponad dno doliny Dunajca, wśród dzikich i poszarpanych skał, znajduje się słynny przełom tej rzeki. Jadąc od Kotuńki w kierunku Jaworek widzimy, że grzbiet Małych Pienin jest prawie bezleśny a jego stoki rozcięte są głębokimi wciostami potoków. Jednak ta część pienińskiego pasa skałkowego nie jest aż tak monotonna. Sterczą z niej liczne wapienne skałki, tworząc ostre granie lub wysokie, strzeliste szczyty. Poczynając od wrót przełomu Dunajca są to: Biała Skała, Wylizana, Bystrzyk i dalej Szafranówka i Łaźnie Skały oraz malownicze Trzy Skałki, wystające z położeń zboczy Zabaniśczy. Dalej na wschód wznosi się Rabsztyn, Wysoki Wierch i Durbaszka. Jeszcze dalej ku wschodowi kulminują: Wysokie Skałki i Smerekowa (Wysoka) oraz Wierchliczka. Między Wierchliczką a Przełęczą Rozdziela pieniński pas skałkowy wkracza całą szerokością na tereny Słowacji, stanowiąc jedno z pasm Gór Lubowniańskich.

W obrębie zlewni Grajarka występuje szereg obiektów hydrologicznych, które znamy z przewodników turystycznych po Małych Pieninach i Paśmie Radziejowej (Nyka, 1999). Autorzy przewodników pomijają najczęściej istotne informacje geograficzne (geologiczne, geomorfologiczne, hydrologiczne, itp.) dotyczące warunków powstania i rozwoju opisywanych obiektów. Wśród wielu atrakcyjnych dla turystów obiektów wodnych, objętych najczęściej prawną ochroną (np. rezerwat, pomnik przyrody), do najciekawszych należą: szczawnickie źródła wód mineralnych, wodospad Zaskalnik, zalane wodą sztolnie na północnych stokach Jarmuty, wąwozy Potoku Kamionka (Homole) i Potoku Skalskiego, przełom Białej Wody i dolina Kotelniczego Potoku (Otleńska-Budzyn, 1992; Czaja, 2009).

ATRAKCJE TURYSTYCZNE ŚRODOWISKA WODNEGO

Źródła mineralne

Spacer do szczawnickich źródeł rozpoczynamy w centrum Szczawnicy od ul. Zdrojowej, którą idziemy w kierunku Placu Dietla. Po drodze mijamy „Zakład Przyrodolecznicy” i dochodzimy do przeszklonej rotundy zdrojowej pijalni. Możemy tam posmakować wody ze źródeł: „Józefina”, „Stefan” lub „Magdalena” a także dowiedzieć się o ich leczniczym działaniu z umieszczonych tablic informacyjnych. Szczawnickie źródła były znane od późnego średniowiecza, a pierwszym ocembrowanym już w 1780 roku źródłem była „Józefina”. Według miejscowych podań to zwierzęta leśne i hodowlane bydło wskazały miejsce wypływu tego źródła, bowiem licznie gromadziły się wokół źródła, chętnie pijąc słono-kwaśną wodę.

Wiele ciekawych informacji o historii Szczawnicy i odkrywanych kolejnych źródeł mineralnych możemy uzyskać w „Muzeum Pienińskim”, położonym obok pijalni przy placu Józefa Dietla, a także w salach wystawowych „Starej Pijalni”. Po

zwiedzeniu ekspozycji idziemy do kolejnego źródła, odkrytego przez Józefa Szalay'a w 1869 roku i nazwanego źródłem „Jan”. Jego wody były od połowy lat 60. XX wieku wykorzystywane do produkcji „Szczawniczanki”, znanej wody mineralnej. Obecnie jest ono ogólnie dostępne, wypływa bowiem z dawnego ujęcia bezpośrednio do dopływu potoku Zdrojowego, przy odchodzącej od placu Dietla ul. Języki. Wracamy do skrzyżowania z ulicą Główną, skręcamy w prawo w kierunku „Parku Dolnego”, gdzie tuż obok kaplicy znajduje się ogólnodostępne źródło „Wanda”. Po wodę mineralną ustawiają się często długie kolejki, toteż na jej degustację musimy trochę poczekać. Przechodzimy przez park i skręcamy w prawo na ul. Główną, którą idziemy (około 0,5 km) aż do wylotu potoku Skotnickiego i ulicy o tej samej nazwie. W dolinie tego potoku, około 0,5 km w górę jego biegu, tuż przy drodze i bazie PKS znajduje się odkryte w latach 30. XX wieku źródło „Pitoniakówka”. Jest obudowane i ogólnodostępne. Wypijamy kolejną szklaneczkę leczniczej wody i wracamy do centrum Szczawnicy. Przy słynnej lodziarni „U Jacaka” skręcamy w prawo, gdzie widoczne jest ujęcie ostatniego ze zwiedzanych źródeł – źródła „Szymon”. Z degustacją wody nie ma problemów, bowiem źródło ma dużą wydajność. Wprawdzie może nas zaniepokoić specyficzny zapach siarkowodoru lecz gwarantuję znośny smak wody i jej szczególne, lecznicze skutki.

Wodospad Zaskalnik

Wodospad Zaskalnik leży w dolinie Sopotnickiego Potoku, w pobliżu zajazdu „Czarda” i gajówki „Sewerynowka”. Z centrum Szczawnicy możemy tam dojechać w ciągu kilku minut, bowiem odległość wynosi zaledwie 3 km. Jedziemy samochodem w kierunku Jaworek i po około 1,5 km skręcamy w lewo na wznoszący się stromo nad Grajcarkiem kamienno-betonowy most. Prowadzi on na ul. Sopotnicką, którą po pokonaniu 2 km dojedziemy do parkingu przy zajeździe „Czarda”, przy którym znajduje się opisywany wodospad. Ma on około 5 m wysokości a próg wodospadu jest uformowany przez grube ławice odpornych na erozję piaskowców magurskich. Ławice te zapadają dość stromo (pod kątem około 50°), obsekwentnie czyli przeciwnie względem kierunku przepływu potoku (fot. 1).

Bezpośrednio pod progiem wodospadu zalegają ławice łupków i cienkie warstwy piaskowców, w których został wyerodowany głęboki na prawie 2 m kocioł eworsyjny. Strefa ta, jak i leżący poniżej odcinek potoku o długości około 25 m podlega prawnej ochronie. Niszczące siły wody spowodowały cofanie się progu wodospadu, toteż jego czoło o długości 8 metrów ma nieregularny kształt, dopasowany do sieci spękań warstw piaskowców. Górna część progu składa się z kilku stopni o wysokości około 0,5 m, natomiast położone przy brzegach wysokie fragmenty skalnych stopni mają formę bramy skalnej, stanowiącej obramowanie wodospadu. Brama ta jest wysunięta w kierunku biegu potoku na około 6 m a wodospad jest znacznie cofnięty w górę potoku i obniżony o około 2-3 m w stosunku do dawnego stanu (Aleksandrowicz, 1997).



Fot. 1. Wodospad Zaskalnik na Potoku Sopotnickim (fot. F. Chmiel).

Photo 1. The gorge of Biała Woda under the Smolegowa Rock (photo by F. Chmiel).

Wysokie walory tego miejsca podnosi również kilka źródeł mineralnych, które wypływają ze szczelin piaskowca w korycie Sopotnickiego Potoku, kilkadziesiąt metrów powyżej i poniżej progu wodospadu. Do najbardziej znanych należy źródło „Barbara”, wielokrotnie badane i opisywane w literaturze hydrologicznej. Wypływa ono około 100 m poniżej czoła wodospadu, na lewym brzegu potoku, ze szczeliny cienko- i średnioławicowych warstw piaskowca formacji szczawnickiej. Jest to „dzikie”, mineralne źródło, z którego co kilka sekund wydobywają się bąbelki dwutlenku węgla. Wypływająca woda ma znaczną mineralizację, przekraczającą 1500 mg/dm³. Również powyżej wodospadu, na długości około 50-150 m, występują liczne miejsca sączenia się wód siarczkowych, które poznajemy po białych „pajęczynowatych” nalotach kolonii bakterii siarkowych.

Zatopione sztolnie w Jarmucie

W dolinie Grajcarka prawdopodobnie już w końcu XVII wieku, a na pewno w pierwszej połowie XVIII wieku, prowadzono roboty górnicze. Pierwsze wiadomości o poszukiwaniach szlachetnych kruszców w Pieninach pochodzą już z XIII wieku. Jan Długosz w swoich kronikach (*Liber benefitiorum*) pisze o niejakim mistrzu Wacławie z Solcza, który znał sposoby odnajdywania złota w Pieninach a jego próbki przesłał Krzyżakom w 1251 roku. Bardziej wiarygodne źródła wspominają o prowadzeniu prac poszukiwawczych i kopaniu sztolni już w XVII i XVIII wieku (Matras, 1959). Choć wiadomości te możemy traktować jako niepewne, wręcz legendarne,

to czytając bardzo szczegółowe opisy robót górniczych mamy wrażenie, że istotnie szlachetne kruszce wydobywano w Pieninach. Bardzo wyraźnym tego świadectwem są wykute w latach 1738-1740 sztolnie na stokach Jarmuty i w dnie doliny Pałkowskiego Potoku. Jednak z osiemnastowiecznych zapisków wynika, że poza wymienionymi istniały w okolicy jeszcze co najmniej dwie sztolnie, których nie udało się do dnia dzisiejszego odnaleźć, mimo szczegółowych opisów ich położenia. W XIII tomie „Rozpraw i Sprawozdań” Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Akademii Umiejętności w Krakowie z 1885 roku czytamy „... W małym potoczku, wpadającym z Uboczy do potoku Sztolnia, leży zawalony szyb dawnej kopalni, której ślady zaledwie przed kilkoma laty zostały odkryte. Sztolnia jest całkiem wodą zalana, jak jednak świadczą widoczne hałdy, musiała być wykopana w trachicie...”. Również S. Małkowski w swojej pracy „Andezyty okolic Pienin” z 1918 roku pisze o innej sztolni w dolinie tego potoku „... w górnej części maleńkiego potoczku noszącego nazwę Sztolnia, tuż przy miejscu jego rozgałęzienia, występują na zboczu andezyty, w których widoczna jest wykuta w skałach sztolnia. W obecnym stanie jest niedostępna z powodu zawalenia się jej wylotu...” (Małkowski, 1958).

Opisywane sztolnie zostały wykute w andezytach i piaskowcach na północno-wschodnich stokach Jarmuty oraz w wąskim jarze Pałkowskiego Potoku. Nie radzę jednak ryzykować wejścia do środka, bowiem w dnie chodników, na całej ich szerokości wykopane zostały głębokie studnie i pochylnie, które w sztolni Pałkowskiego Potoku są zalane wodą. Kopalnie te na starych austriackich mapach zostały opisane jako „Bania w Jarmucie” oraz „Wodna Bania” w jarze Potoku Pałkowskiego. Odszukanie sztolni jest dosyć trudne i wymaga odpowiedniego stroju do przedzierania się przez krzaki i brodzenia po potoku. Przy moście na Grajcarku w rejonie starego kamieniołomu andezytu w Szczawnicy-Malinowie skręcamy w prawo w górę biegu Grajcarka. Najbezpieczniej przejść przy samym korycie potoku, bowiem prowadząca po stromym zboczu ścieżka jest bardzo śliska i zarośnięta głogiem i jeżyną. Idąc w górę dochodzimy niemal do wylotu Pałkowskiego Potoku, gdzie wśród zarośli widoczna jest stara polna droga, którą wspinamy się na wysokość około 600 m n.p.m. (pomocny GPS). Na tej wysokości skręcamy od biegnącej dróżki w prawo i rozpoczynamy poszukiwania „Bani w Jarmucie”. Niestety prowadząca do sztolni ścieżka jest zarośnięta, lecz tu i ówdzie możemy dostrzec jej ślady. Jej wylot znajduje się około 180 m od ścieżki a wejście zostało w końcu lat 90. XX wieku zamknięte stalową bramą, którą szybko wyłamali ciekawi podziemi turyści.

Bania w Jarmucie. Początek sztolni wykuty został w mało odpornym zlepieńcu, który po dotknięciu rozpada się na „buły” wielkości pięści. Korytarz biegnie pochyło w dół, w obrębie silnie zmetamorfizowanych zlepieńców, piaskowców i łupków. W ścianie sztolni ciągnie się żyła kruszczowa o grubości 2-4 cm z gniazdami kalcytu, kwarcu i rudy miedzi. Około 40 m od wejścia korytarz został wykuty w andezytach i możemy tam dostrzec duże kryształy kwarcu, amfibolitu, augitu i biotyту. Rudonośna żyła ciągnie się aż do stromej pochylni o głębokości około 8 m, którą wykuto wzdłuż kruszczonośnej warstwy. W rejonie pochylni żyła ta ma grubość do 10 cm. Możemy w niej znaleźć kryształy kalcytu i kwarcu, a nieco rzadziej, w rozproszonych „gniazdach” – malachit i azuryt.

Od wylotu sztolni w Jarmucie wracamy do ścieżki i dalej (około 100 m) w kierunku jaru Pałkowskiego Potoku. Na wysokości około 0,5 m od dna potoku znajduje się wylot „Wodnej Bani”. Sztolnia ta została wykuta na kontakcie andezytu i mało odpornych zlepieńców. Jej opis i szczegółowy plan wykonałem na podstawie zapisów Jana Wojciechowskiego, który badał „Wodną Banię” w sierpniu 1951 roku. „... z krótkiego chodnika na poziomie wejścia do szybu prowadzi w głąb wąska, pochylta sztolnia, która prowadzi do położonego 3 m niżej, wysokiego na 2,5-3,0 m chodnika. Chodnik ten biegnie w kierunku potoku na odległość 5-6 m oraz w stronę przeciwną na 48 m. Na przedłużeniu sztolni znajduje się zalana wodą pochylnia o głębokości około 3,5 m. Druga, pionowa studnia leży w odległości 12 m od pierwszej, ma głębokość 3 m i również jest zalana wodą...”. Geolog badający zalane wodą studnie zauważył na głębokości ok. 2,8 m i ich ścianach sklepienia poziomych chodników. Prawdopodobnie jest to trzeci poziom dawnej kopalni. Opisane studnie mają średnicę około 2 m i zajmują całą szerokość dna sztolni. W opisywanej kopalni występują podobne minerały, jak w „Bani w Jarmucie”. Lecz oprócz nich, przy końcu zawalonego chodnika sztolni, strop, ściany i dno pokryte były białą skorupą nacieków kalcytowych z tworzącymi się stalaktytami i stalagmitami (Wojciechowski, 1955). Jaka szkoda, że nie możemy ich zobaczyć.

Wąwozy Homole i Potoku Skalskiego

Wąwóz Potoku Krupianka, znany turystom jako Wąwóz Homole, opisywany jest we wszystkich przewodnikach turystycznych po Małych Pieninach. Ten wąski, głęboko wcięty i niezwykle malowniczy skalisty jar wabi bowiem turystów od prawie 200 lat. Badając jak i kiedy powstała ta niezwykła forma krajobrazowa, warto się zastanowić dlaczego dolna część wąwozu jest głębokim jarem, a jego środkowa część zasypana ogromnym blokowiskiem skalnym, po którym kaskadami płynie Potok Kamionka. Wreszcie – jakie siły natury stworzyły pod Czajakową Skałą długą prawie na 150 m płaską polanę, której dno stanowi gruba na kilka metrów warstwa ilów i glin oraz piasku i żwiru (Birkenmajer, 1979). Siedząc na skraju tej polany na charakterystycznej skałce zwanej Kamienne Księgi poznajmy także sam proces jego tworzenia.

Wylot wąwozu znajduje się na skraju łemkowskiej wsi Jaworki, leżącej około 5 km od centrum Szczawnicy. Znaczącą rolę w powstaniu tej oryginalnej formy rzeźby terenu odegrały procesy grawitacyjne, a w szczególności rozsuwanie się silnie spękanej wapiennej płyty Homoli a także erozyjna działalność Potoku Krupianka. Dzieląc się na pojedyncze bloki skalne płyta osiadała, pogrążając się stopniowo w miękkim podłożu zbudowanym z plastycznych ilów i łupków ilastych. Wejście i pierwszy odcinek wąwozu tworzą leżące niemal poziomo wapienie jurajskie, budujące strome ściany wąskiego jaru, zakończone skałkami w formie ostrych grani. U podstawy zboczy są to głównie białe wapienie krynoidowe, natomiast w części szczytowej zalegają kolejno: czerwone wapienie krynoidowe, wapienie bulaste i białe wapienie kalpionellowe. Widoczną cechą tej części wąwozu jest jego blokowy po-

dział, spowodowany grawitacyjnym osiadaniem płyty wapiennej w miękkim, skalnym podłożu. Dnem wąwozu płynie po litej skale Potok Kamionka, który tworzy w wielu miejscach bystrza i niewielkie wodospady. Po kilkunastu minutach dochodzimy do górnego odcinka wąwozu, gdzie dalszą drogę dnem potoku zagraadza nam wielkie blokowisko skalne, które zatarasowało wąwóz, tworząc kaskadowy wodospad. Bloki i wanty skalne mają ogromne rozmiary, a największe z nich osiągają ponad 1000 m³ objętości. Bezpośrednią przyczyną powstania osuwiska była więc inna budowa geologiczna tej części wąwozu. Budujące szczyt Czajakowej Skały warstwy wapieni bulastych i krynoidowych zalegają na miękkich i plastycznych utworach czarnych ilów i łupków marglistych. Kiedy więc przy końcu epoki lodowcowej klimat był bardziej wilgotny „czapa” wapiennych skał ześlizgnęła się po nasiąkniętych wodą ilach i łupkach, przegradzając dno wąwozu wielkim blokowiskiem skalnym. Jego masę oszacowano na ponad milion ton. Zmieszane z blokami wapiennymi ily, margle i łupki utworzyły zaporę, która zatarasowała odpływ potoku. Skutkiem tego, około 10 000 lat temu, powstało wąskie na 20-40 m i długie na ponad 100 m jezioro zaporowe. Przez tysiące lat misę jeziora zasypywały piaski, żwiry, ily i gliny, tworząc widoczną współcześnie polanę. Od tarasującego dno osuwiska wspinamy się po stromej, wschodniej ścianie wąwozu i po kilku minutach dochodzimy do rozległej, płaskiej łąki. Ciągnie się ona od skałki Kamiennie Księgi leżącej u stóp Czajakowej Skały, aż do ujścia Potoku Koniowskiego. Siadamy na Kamiennych Księgach, podziwiając wspaniałe widoki na otaczające nas ściany wąwozu i wyobrażamy sobie szum fal jeziora, które zapewne istniało tam jeszcze 2-3 tys. lat temu.

Po kilku minutach odpoczynku idziemy ścieżką na północny wschód omijając sterczący po lewej stronie szczyt Czajakowej Skały. Po 10 minutach dochodzimy do grani rozdzielającej wąwozy: Homole i Potoku Skalskiego. Idziemy ścieżką w dół stoku, w kierunku doliny Potoku Skalskiego i po 15 minutach dochodzimy do skalnej bramy wąwozu tego potoku, który tworzą dwie skałki zbudowane z biało-różowo-czerwonych wapieni bulastych z wkładkami rogowców radiolarytowych. Teren wąwozu ma znaczące walory krajobrazowe, na które składa się duże zróżnicowanie hipsometryczne (około 200 m) oraz liczne skałki, często o osobliwych kształtach. Niektórym nadano charakterystyczne ludowe nazwy – Dziobakowa Skała, Panienki oraz tworzące skalną bramę Czerwona Skała na wschodnim i Dziurawa Skała na zachodnim brzegu potoku (fot. 2). W otoczeniu skał oraz na zboczach wąwozu rosną silnie przekształcone drzewostany buczyny karpackiej i dolnoregłowego boru jodłowo-świerkowego. Na szczytach skałek znajdują się naturalne reliktywne stanowiska skarłowaciałej sosny. Nad potokiem i u podnóża skałek występują niewielkie łąki z licznie rosnącym jałowcem, stanowiska roślin ciepło- i wapieniolubnych oraz naskalnych muraw. Wędrując w górę wąwozu jedną z licznych ścieżek, mijamy od zachodu szczyt Góry Skalskiej i stromo wznoszące się Dziobakowe Skały. Z dna potoku wspinamy się na prawe, zachodnie zbocze doliny w kierunku szczytu Góry Pawłowskiej, sterczącej nad granią rozdzielającą Wąwóz Homole i dolinę Skalskiego Potoku. Granią wracamy do centrum Jaworek jedną ze ścieżek prowadzących ku dolinie Grajcarka.



Fot. 2. Czerwone Skały w wąwozie Potoku Sklskiego (fot. F. Chmiel).

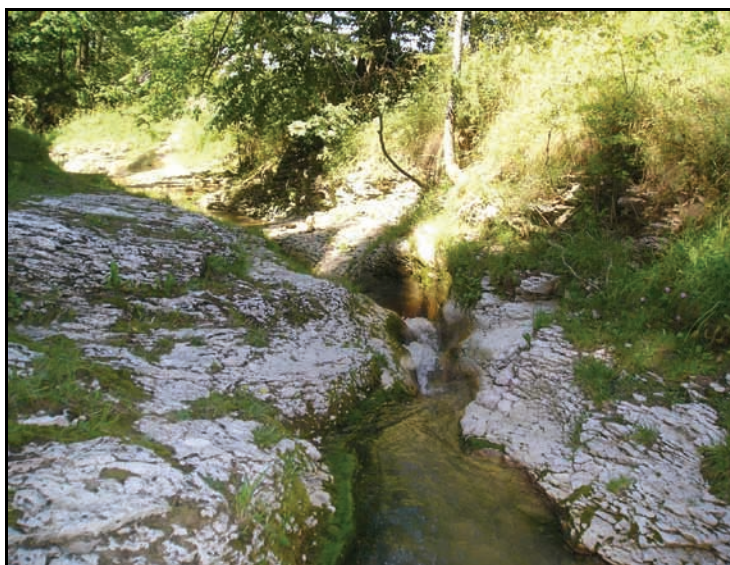
Photo. 2. The Red Rocks in the canyon of the Skalski Stream (photo by F. Chmiel).

Przełom Białej Wody

Dolina Białej Wody jest wyjątkowo malownicza. Miejscami ma charakter wąwozu skalnego, gdzie potok tworzy odcinki przełomowe z progami skalnymi i wodospadami. Najciekawszy z hydrologicznego i geomorfologicznego punktu widzenia, jak również najbardziej malowniczy przełom powstał w wąwozie zwanym Międzyskałami (Aleksandrowicz, 1986).

Przełom Białej Wody leży w górnym odcinku doliny potoku o tej samej nazwie, w odległości około 2 km od centrum Jaworek. Idąc w górę potoku mijamy po drodze słynną z koncertów jazzowych „Owczarnię” oraz Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, który od lat 60. XX wieku gospodaruje na rusnackich polach i łąkach. Tuż przed wylotem wąwozu, nieco powyżej przydrożnej kapliczki, widoczne są w skarpie potoku zielono-różowo-czerwone warstwy pstrych margli, za którymi odsłania się widok na przełom Białej Wody. Wąwóz został wycięty przez potok w białych wapieniach krynoidowych (fot. 3). Nad nim wznoszą się urwiste stoki Smolegowej Skały, której północne, chłodniejsze zbocze jest porośnięte reliktowymi, postglacjalnymi gatunkami roślin wysokogórskich. Występuje tam dębik ośmiopłatkowy, pępawa Jacquina, konietlica alpejska i inne. Nieco bliżej dna potoku oraz na sąsiedniej, eksponowanej na południe skalnej ścianie można spotkać inne rzadkie gatunki roślin, takie jak: skalnica gronkowa, stokrotnica górska, goryczka wiosenna i dwulistnik muszy. Dolina Białej Wody jest prawie bezleśna. Dominują tam zbiorowiska suchych łąk oraz muraw naskalnych i kserotermicznych. Lasy występują jedynie w południowo-wschodniej części rezerwatu i są to głównie buki, jodły i świerki. Na

zbozczach i w dnie doliny często występuje jałowiec. W rezerwacie znajdują się także stanowiska rzadkich gatunków roślin ciepło- i wapieniolubnych (Zarzycki, 1976).



Fot. 3. Przełom Białej Wody pod Smolegową Skałą (fot. F. Chmiel).

Photo. 3. The Zaskalnik Waterfall on the Sopotnicki Stream (photo by F. Chmiel).

Dolina Kotelniczego Potoku

Kotelniczy Potok jest największym dopływem Czarnej Wody i odwadnia południowe stoki Prehyby i Złomistego Wierchu. Geograficznie jest to Pasma Radziejowej – stanowiącej zachodnią część Beskidu Sądeckiego. Tworzą go łagodnie wzniesione kopulaste grzbiety górskie, porozcinane głębokimi na 400-600 m dolinami potoków, niekiedy o bardzo stromych zboczach. W dnach strumieni występują co pewien czas wychodnie odpornych piaskowców, na których tworzą się bystrza i wodospady. Wycieczkę rozpoczynamy w centrum Jaworek od przystanku autobusowego. Przy karczmie „Bacówka” skręcamy przez most w lewo i mijając budynek ochotniczej straży pożarnej wkraczamy w obręb szerokiej i płaskiej doliny Czarnej Wody. Do czasu wysiedlenia Rusnaków (Łemków) była to najgęściej zaludniona część Jaworek. Już w samej nazwie – Czarna Woda – zawarta jest jej zasadnicza cecha. W odróżnieniu od sąsiadującej z nią doliny Białej Wody, jest ona niemal całkowicie zalesiona, przez co ciemna i ponura. Pierwszy odcinek doliny stanowi mozaikę pól, łąk i współczesnej zabudowy. Gdzieś tam widzimy jeszcze zarysy łemkowskich „chyży” (chat), przy których rosną „zdziczałe” śliwy, jabłonie oraz kępy roślinności ruderalnej (Jaguś, Rzętała, 2001, 2002). Po przejściu około 1,5 km dolina potoku silnie się zwęża a świerkowo-bukowo-jodłowy drzewostan zajmuje już całe zbocza doliny

Czarnej Wody. Po około 10 minutach dochodzimy do rozwidlenia dróg. Skracamy w lewo, w górę biegu Kotelniczego Potoku. Po półgodzinnym marszu dochodzimy do miejsca, gdzie dróżka wkracza na strome zbocze jednego z ramion Radziejowej. Zbocza Prehyby i Złomistego Wierchu pocięte są głębokimi jarami huczących potoków, spadających z wysokich progów skalnych lub „wgrzyżających się” w wystające ze zboczy piaskowce. W tym miejscu utworzono przepiękny florystyczny rezerwat (fot. 4). Przedmiotem ochrony jest tam buczyna karpacka regla dolnego. Dominuje starodrzew bukowo-jodłowo-świerkowy a najstarsze drzewa osiągają 200 lat. W runie leśnym występuje wiele gatunków roślin rzadkich i chronionych. Przy ich rozpoznawaniu najlepiej skorzystać z zabranego ze sobą klucza do oznaczania roślin. Wśród nich na szczególną uwagę zasługuje: podrzeź żebrowiec, paprotniki Brauna i Kolczysty, marzanka wonna, gajowiec żółty i wiele, wiele innych. Warto też przyjrzeć się dużym płatom lepieźnika białego, który łańcuchowo porasta brzegi potoków. Po odpoczynku wśród pachnących żywicą jodeł i świerków w rezerwacie „Nad Kotelniczym Potokiem” wracamy tą samą drogą do Jaworek.



Fot. 4. Dolina Kotelniczego Potoku (fot. F. Chmiel).

Photo 4. The Valley of the Kotelniczy Stream (photo by F. Chmiel).

UWAGI KOŃCOWE

Dolina Grajcarka zajmuje szczególne miejsce na turystycznej mapie Polski. U jej wylotu kończy się spływ Dunajcem, którego popularność nie spada od prawie stu lat, a tradycje sięgają połowy XIX wieku. W dolnej i środkowej części doliny leży Szczawnica, jedno z najpiękniejszych polskich uzdrowisk. Do szczawnickich źródeł

przyjeżdżali Aleksander Fredro, Henryk Sienkiewicz, Maria Konopnicka, Adam Asnyk i wielu, wielu innych ludzi nauki, kultury i sztuki. W górnej, źródłowej części doliny leżą dwie łemkowskie wsie: Szlachtowa i Jaworki. Zasiedlający je Rusnacy (zmuszeni do opuszczenia tych terenów w latach 50. XX wieku) pozostawili po sobie cerkwie i charakterystyczne przydrożne kapliczki, a ślady ich działalności gospodarczej widoczne są do dnia dzisiejszego.

Zarówno na północnych, beskidzkich zboczach doliny, jak i na zboczach południowych stanowiących strefę Małych Pienin występuje wiele form przyrody żywej i nieożywionej, które z uwagi na wybitne walory zostały objęte prawną ochroną jako rezerwaty i pomniki przyrody.

Zróżnicowane elementy przyrody tego regionu – wapienne i piaskowcowe baszty, iglice i mury, głębokie jary i wąwozy, wodospady i przełomy rzeczne – rzadko gdzie indziej spotykamy w takim nagromadzeniu niepowtarzalnych form. Trudno też gdzie indziej spotkać takie bogactwo osobliwych form krasowych.

SUMMARY

TOURIST VALUES OF THE WATER ENVIRONMENT IN THE GRAJCAREK VALLEY (EXAMPLE OF DESCRIPTION ON REQUIREMENTS OF TOURISM)

The Grajcarek Valley takes a specific position on the map of Poland. Water rafting route along the Dunajec River ends at its mouth. It has been popular for almost one hundred years and its traditions reach as far as the 19th century. The lower and middle part of the valley is occupied by Szczawnica, one of the most beautiful Polish health resorts, known of numerous mineral springs and favourable climate of mid-mountain valleys for health therapy. Various forms of live and inanimate nature appear on both northern slopes of the valley and southern slopes which are known as The Little Pieniny Mountains. Because of their remarkable values they were taken under lawful protection as nature reserves and monuments. Versatile elements of the nature of the region, their uniqueness and amount – limestone and sandstone towers, spires and walls, deep ravines and canyons, waterfalls and gorges – can be very rarely found anywhere else. It is also hard to find such abundance of karst phenomena – peculiar karst forms.

LITERATURA

- ALEKSANDROWICZ Z., 1986: *Ochrona stanowisk geologicznych w pienińskim pasie skałkowym*. Przegląd Geologiczny 34, 6. s. 338-341.
- ALEKSANDROWICZ Z., 1997: *Ochrona wodospadów w Karpatach Polskich*. Chrońmy Przyrodę Ojczyzną, 54, 4. s. 39-57.
- BIRKENMAJER K., 1979: *Przewodnik po pienińskim pasie skałkowym*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- CZAJA S., 2009: *Przewodnik turystyczny dla gości Hotelu Jan*. Hotel Jan, Szczawnica-Szlachtowa. 146 s.

- JAGUŚ A., RZĘTAŁA M., 2001: *Szczawnica i okolice – niektóre możliwości kształcenia w zakresie geografii*. Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec. 128 s.
- JAGUŚ A., RZĘTAŁA M., 2002: *Szczawnica i okolice – przyroda i człowiek*. Karpatus, Szczawnica. 116 s.
- MAŁKOWSKI S., 1958: *Przejawy wulkanizmu w dziejach geologicznych okolic Pienin*. Prace Muzeum Ziemi, 1. s. 11-56.
- MATRAS M., 1959: *Prace górnicze w okolicach Szczawnicy do połowy XVIII wieku*. Studia z Dziejów Górnictwa i Hutnictwa. PWN, Warszawa-Wrocław.
- NYKA J., 1999: *Pieniny – przewodnik*. Trawers, Ląchorzew.
- OTĘSKA-BUDZYN J., 1992: *Funkcje obszarów i obiektów chronionych w popularyzacji i dydaktyce nauk o Ziemi*. Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 50, 1. s. 129-169.
- WOJCIECHOWSKI J., 1955: *O żyłach kruszcowych pod Szczawnicą*. Instytut Geologiczny, Biul. 101. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- ZARZYCKI K., 1976: *Małe populacje pienińskich roślin reliktowych i endemicznych, ich zagrożenie i problem ochrony*. Ochrona Przyrody, 41. PWN, Warszawa. s. 7-77.

Dr hab. Stanisław W. Czaja

stanislaw.czaja@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

THE QUALITY OF RAINWATER RUNOFF FROM URBAN AREA TO A LOWLAND RIVER*

Renata DONDAJEWSKA¹, Ryszard GOŁDYN², Danuta BARAŁKIEWICZ³,
Barbara SZPAKOWSKA⁴

¹ Jezioro Ecological Station, Adam Mickiewicz University, Mosina

² Department of Water Protection, Faculty of Biology, Adam Mickiewicz University, Poznań

³ Department of Trace Elements by Spectroscopy Methods, Faculty of Chemistry, Adam Mickiewicz University, Poznań

⁴ Department of Landscape Architecture, University of Life Sciences, Poznań

Abstract: The aim of the studies carried out in winter period at the turn of 2008 and 2009 was to determine chosen quality parameters of urban runoff waters flowing into a river and a reservoir in the area of Poznań city. Conductivity, pH, TSS, BOD₅, N-NH₄, N-NO₂, N-NO₃, TN, P-PO₄ and TP were measured. Runoff from residential and industrial area, car park and road with high traffic density was analyzed. Rainfall altogether with snow melting in the second half of February 2009 caused increased values of conductivity and TSS in runoff. Greater concentrations of P-PO₄ and TP were observed for watershed covered with housing-estates surrounded by lawns, gardens, and roads. Comparison of nutrient and TSS concentrations noted in samples collected from industrial and residential areas indicated greater values for the latter one. Deteriorating impact of runoff on surface waters, together with heavy metals and hydrocarbons concentrations, is currently analyzed by our team.

Key words: nitrogen, phosphorus, rainwater runoff, TSS, urban area.

INTRODUCTION

The studies of rainwater flowing from storm water drainage into streams, rivers and reservoirs were conducted in Poland quite seldom. This problem was considered only in few large cities like Warsaw (Sawicka-Siarkiewicz, 1999), Białystok (Bartkowska, 1998), Gdańsk (Polkowska et al., 2001, 2005) or Rzeszów (Babelski, 1999). The analyses regarded the amount of rainwater runoff and its arrangement in time due to projected sewage systems requirements rather than the quality of water flowing from impermeable surfaces. These were represented mainly by roads with different traffic intensity, parking lots and housing estates, apart from industry areas. Conductivity, pH, total suspended solids, BOD₅ or heavy metals were the parameters of water quality analyzed in most cases, while the concentrations of nutrients were disregarded. The aim of this study was to determine selected quality features of rainwater runoff to lowland river, stream and a reservoir situated on the river within the urban area in winter period from various surfaces – industry and housing estates, car parks and road with high traffic intensity.

* This study was supported by the Ministry of Science and Higher Education. Grant no. N N305 085635.

STUDY SITE AND METHODS

The analyses of rainwater runoff in the area of Poznań were conducted in winter at the turn of 2008 and 2009. In this period rainwater flowing out of drainage system into the Cybina River, right-bank tributary of the Warta River was collected four times at 5 research points. Cybina has a length of 41 km and its catchment covers 195,5 sq km. The last, 9 km long river section and its inflow into Warta is situated in the area of Poznań City (Gołdyn, 2000). Four preliminary reservoirs were created at this river section in 80' and 90' due to intensify the process of self-purification of river water before it enters Maltański Reservoir, used for recreational purposes (Gołdyn, Błażejowski, 1987). In points of rainwater runoff into receivers, five research stations were situated (fig. 1). First of them (the length of storm water sewer is 1018 m) collects rainwater from the area of housing estates, where only a part of roads is impervious. The second station is a place of outflow of stormwater from the area of car production factory (VW Poznań) and a section of Warszawska street (745 m), which is a national route. Traffic intensity is very high here, amounted to 27,000 of cars per day in 2006, mainly passenger cars (80%, not published data from BIT GP, Poznań). The factory covers the area of ca. 22 ha. Rainwater runoff from this area as well as from the part of Warszawska street is partly purified in a small treatment plant before it enters Cybina River. Third collector (Ø 400 mm) gathers rainwater from Antoninek Glassworks, which covers ca. 5 ha. A significant intensity of heavily-loaded cars traffic is observed in this area. Fourth point of rainwater outflow (Ø 500 mm) collects water from the area of 4.9 ha occupied by a car dealer together with car parts warehouse and a car park, where cars after road accidents are being stored. Rainwater from third and fourth collectors are transported into reservoir situated on Cybina River (Antoninek Reservoir). In the fifth research point runoff from a short section of road (149 m) and small part of housing estate was sampled.

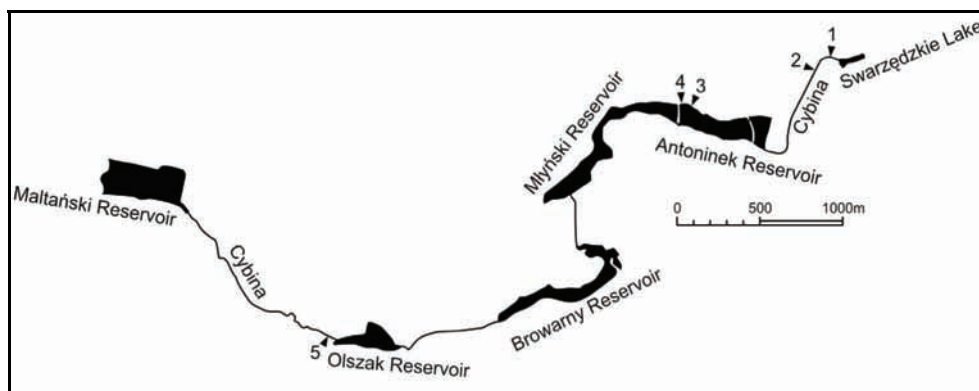


Fig.1. The localization of research stations (after P. Krawczyk, L. Trząski, 2001).

Rys. 1. Lokalizacja stanowisk badawczych (wg: P. Krawczyk, L. Trząski, 2001).

Cybina River, a typical lowland river was contaminated by municipal sewage till 90', when these point pollution sources were gradually eliminated as new treatment plants were built and the old ones renovated, leaving only the outlets of rainwater into Cybina (Goldyn et al., 2006). With regard to great natural amenity of Cybina Valley, high diversity of plant assemblages which create valuable ecological passage (Goldyn et al., 2005), maintaining a good water quality level is significant, mainly through limitation of negative influence of human activity.

Rainwater runoff was collected during or immediately after a rain event. The research of water comprised analysis of physico-chemical (pH, conductivity, concentration of dissolved oxygen, biochemical oxygen demand (BOD₅), total suspended solids (TSS), ammonium N, nitrite N, nitrate N, organic N, total N, soluble reactive P (SRP), and total P) parameters of water quality. Physico-chemical analyses were made according to Polish Standards (Elbanowska et al., 1999). Samples were filtered using glass-fiber filters (GF/C) before the analyses of nitrate and phosphorus forms.

The lengths of rainwater sewage collectors and the areas of their catchment were determined with the use of map prepared by Central Mining Institute in Katowice as a part of „Program of purification of sewage transported with storm water drainage in the area of Poznań” (Krawczyk, Trzaski, 2001).

RESULTS

In analyzed period the amount of rainfall was rather low. On 12 Dec 2008 samples were taken a day after a greater rainfall (the sum of rain in the sampling day was 3.0 mm). In January and the second half of February a runoff from melting snow cover was sampled together with a light rain in January (the sum of rain was 4.2 mm) or greater rainfall in February (7.8 mm). In the first half of February a runoff from a sleet was collected (2.8 mm).

pH values in runoff waters differed both between stations and sampled days. The greatest value was noted on 23 Feb (8.56) at station 4, while the lowest on the same day at station 5 (6.04). The lowest values characterized station 5, where in 3 samples pH ranges between 6.04 and 6.63.

Conductivity of runoff differed significantly between stations as well as between samples from the same station (fig. 2). Very low values (below 100 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) were noted on 12 Dec at stations 2 and 4 and on 11 Feb at station 1. The highest conductivity was observed on 23 Feb, when it exceeded 1300 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ at two stations. In several cases the values varied from 570 to 970 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

The concentration of dissolved oxygen was similar at all stations on 12 Dec, 21 Jan and 11 Feb, when it ranged from 5.41 to 8.05 $\text{mg O}_2\cdot\text{l}^{-1}$. Only at station 1 and 2 lower amounts were found (respectively, 3.88 and 4.32 $\text{mg O}_2\cdot\text{l}^{-1}$) on 11 Feb. The highest oxygen content occurred on 23 Feb, when it was very similar at all stations (11.2-11.7 $\text{mg O}_2\cdot\text{l}^{-1}$).

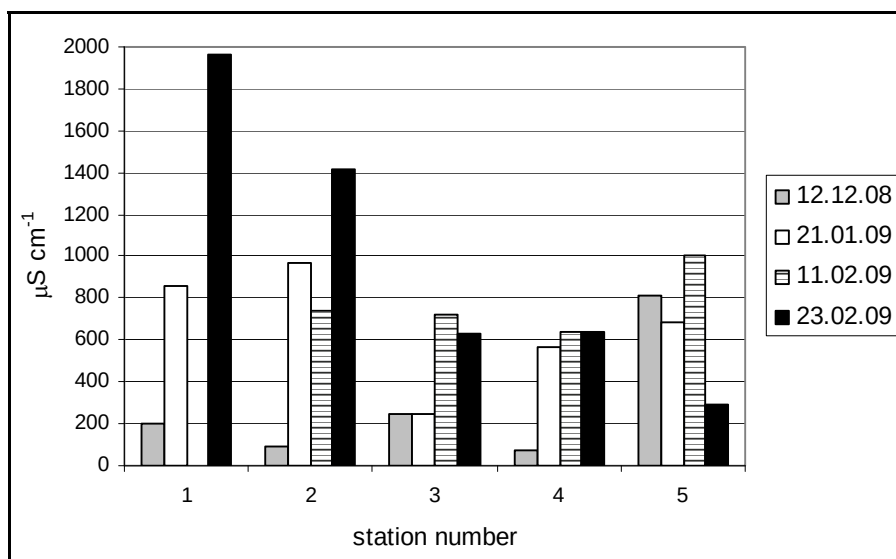


Fig. 2. Conductivity values in analyzed samples.

Rys. 2. Wartości przewodnictwa elektrycznego właściwego w analizowanych próbach.

BOD₅ amounts ranged between 4 and 9 mg O₂·l⁻¹ in most samples (fig. 3). The lowest values occurred on 12 Dec (from 1.55 mg O₂·l⁻¹ at station 5 till 4.19 mg O₂·l⁻¹ at station 1).

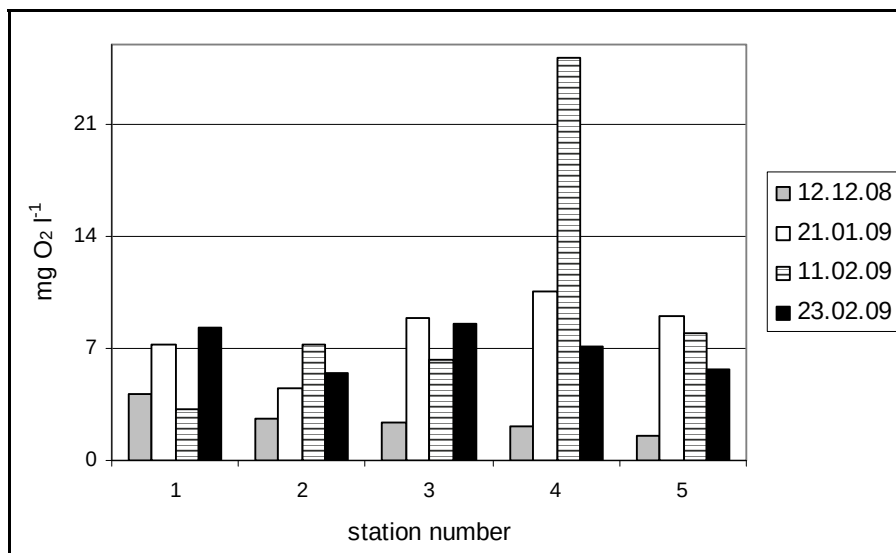


Fig. 3. BOD₅ values in analyzed samples.

Rys. 3. Zawartość BZT₅ w analizowanych próbach.

Greater values were noted on 21 Jan (till 10.52 mg O₂·l⁻¹ at station 4), while the highest value was found on 11 Feb also at station 4 (25.11 mg O₂·l⁻¹). In the second half of February BOD₅ amounts varied between 5.42 mg O₂·l⁻¹ and 8.59 mg O₂·l⁻¹.

TSS values were rather low on 12 Dec, 21 Jan and 11 Feb, when they did not exceed 50 mg l⁻¹. Greater amounts of solid particles were found in that period only three times – twice at station 1 and once at station 4 (below 80 mg·l⁻¹ in all cases). Significantly higher values occurred on 23 Feb, exceeding 100 mg·l⁻¹ at 3 stations (fig. 4) and reaching 344 mg l⁻¹ at station 1.

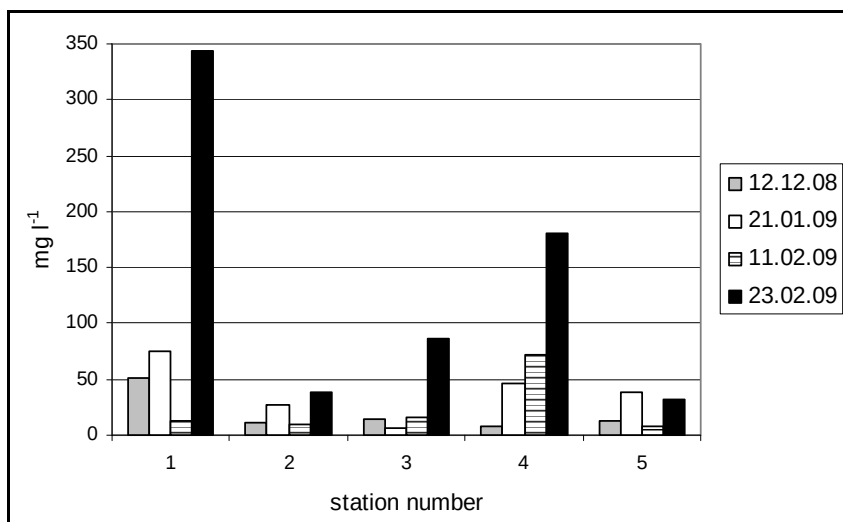


Fig. 4. Total suspended solids amounts in analyzed samples.

Rys. 4. Zawartość zawiesiny ogólnej w analizowanych próbach.

N-NH₄ concentrations in runoff water samples ranged in most cases between 0.7 and 2.0 mg N-NH₄ l⁻¹. Greater values were noted only twice: on 12 Dec at station 1 (2.17 mg N-NH₄ l⁻¹) and on 21 Jan at station 5 (5.29 mg N-NH₄ l⁻¹). The content of N-NO₂ was usually lower than 0.02 mg N-NO₂ l⁻¹. The highest value was noted on 11 Feb at station 3 (0.028 mg N-NO₂ l⁻¹), whilst the lowest on the same day at station 5 (0.001 mg N-NO₂ l⁻¹). N-NO₃ concentration ranged from 0.60 mg N-NO₃ l⁻¹ to 1.88 mg N-NO₃ l⁻¹ at all stations. High amounts were noted at stations 1-4 on 11 Feb (over 1.3 mg N-NO₃ l⁻¹), whilst at station 5 on 12 Dec and 21 Jan (over 1.47 mg N-NO₃ l⁻¹). On 23 Feb the values were quite similar at all stations (0.60-0.9 mg N-NO₃ l⁻¹). Organic nitrogen content in analyzed samples did not exceed 0.8 mg N l⁻¹ on 12 Dec and 11 and 23 Feb. Significantly greater values were observed on 21 Jan, when it ranged from 0.82 mg N l⁻¹ at station 2 till 3.81 mg N l⁻¹ at station 5. TN concentration varied between 0.98 mg N l⁻¹ and 7.07 mg N l⁻¹. The highest and the lowest values were noted at the same station No 5, respectively on 11 Feb and Jan (fig. 5). Lower amounts of TN occurred on 23 Feb, greater on 12 Dec and 21 Jan, whilst on 11 Feb TN concentration exceeded 2.9 mg N l⁻¹ at four of five analyzed stations.

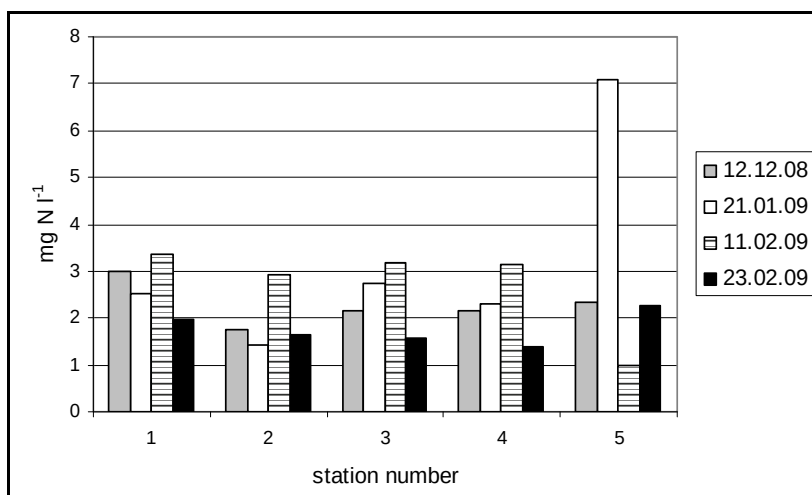


Fig. 5. Total nitrogen concentrations in analyzed samples.

Rys. 5. Stężenie azotu ogólnego w analizowanych próbkach.

SRP concentrations were low in all analyzed times at station 2, 3 and 4, where they did not exceed 0.15 mg P l^{-1} . At station 1 SRP content was high on 12 Dec and 21 Jan (over 0.31 mg P l^{-1}), while the greatest amount of SRP was found on 21 Jan at station 5 (0.66 mg P l^{-1}). TP concentrations arrangement in space and time was very similar to SRP. The lowest values were noted at stations 2, 3 and 4 (below 0.15 mg P l^{-1}), while the highest at stations 1 (up to 0.42 mg P l^{-1}) and 5 (up to 0.68 mg P l^{-1}). The highest and the lowest TP concentration was noted at the same station 5 (fig. 6).

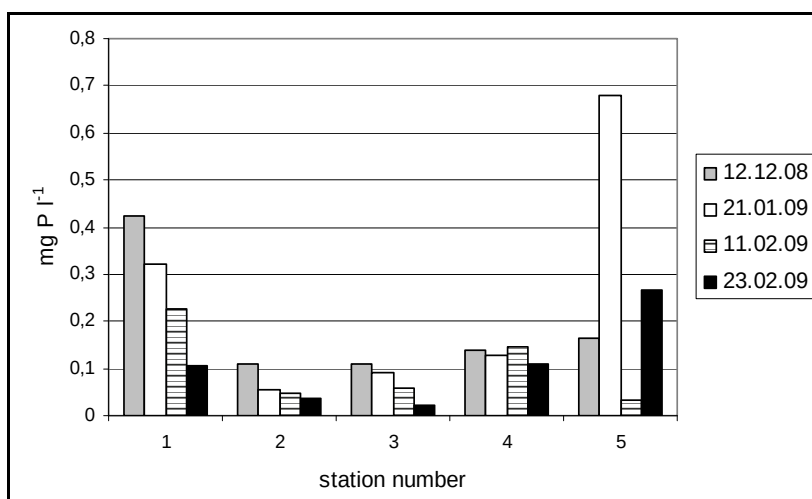


Fig. 6. Total phosphorus concentrations in analyzed samples.

Rys. 6. Stężenie fosforu ogólnego w analizowanych próbkach.

DISCUSSION

Urban storm water runoff is a major problem related both to the flow quantities and to potential contamination of receiver. The amount of water flowing into storm sewer systems differs significantly in time and a great load of pollutants may be transported to a receiver in a short period of time. Very high variety of values of water quality parameters is observed (Helman-Grubba et al., 2004; Sawicka-Siarkiewicz, 2006; Moniewski, Tomalski, 2008; Yufen et al., 2008). Our investigations in the area of Poznań confirmed these phenomena. Values of analyzed features differed both between measurements taken on the same sampling day as well as between samples collected at the same stations in different periods.

The amount of total suspended solids is the main problem of urban runoff (Helman-Grubba et al., 2004; Gromaire-Mertz et al., 1999). As the quantity of rainwater rises, the amount of TSS increases at the outflow of a drain system due to transport of particles from the watershed and removing the solids gathered in collectors. Such a situation was noted in the second half of February, when the amounts of TSS were the greatest, especially from the area covered by housing-estates and streets (station 1). Though noted amounts were lower than these given in literature (Bartkowska, 1998; Babelski, 1999; Sawicka-Siarkiewicz, 1999; Lee, Bang, 2000; Göbel et al., 2007), in some cases they exceeded values accounted for runoff waters discharged to surface waters by the Decree of Minister of Environment (2006). The sources of solids are: road construction, home building, road deposition (e.g. tire wear, break wear), road wear (e.g. cracks and potholes) (Polkowska et al., 2005; Mallin et al. *in press*). A road with two lanes and asphalt cover (like Warszawska street in Poznań case) gives an abrasion of 10.000 kg per kilometer per year (Göbel et al., 2007). TSS is not only a problematic pollution due to its amount, but also because of its ability to absorb other contaminants as heavy metals or hydrocarbons (Helman-Grubba et al., 2004; Göbel et al., 2007). Gromaire-Mertz et al., (1999) defined TSS a carrier of storm water pollution as ca. 87% of hydrocarbons and 72-97% of heavy metals is bound to particles. Therefore a reduction of TSS is necessary before the runoff enters the natural receiver (Sawicka-Siarkiewicz, 2006).

Melting snow in the second part of February caused increased values of conductivity in runoff waters from the catchments with roads. De-icers used in road maintenance practices cumulated in snow were transported into the drain systems, causing an increase in sum of ions. Higher values of conductivity in winter were found by Moniewski and Tomalski (2008) in inflows to Dzierżazna River. These authors observed also raised values of water pH in winter period (over 8.5), however other publications do not confirm such phenomena. PH values in runoff to Cybina in Poznań were similar to those noted by Göbel et al., (2007), Bartkowska (1998) and Polkowska et al., (2001).

Oxygen conditions of runoff water were usually good. High concentrations were observed on 23 Feb at all stations as the amount of rain was great and water flew turbulently. BOD₅ concentrations were rather low in analyzed samples, espe-

cially in comparison with literature data, where maximum values reached even 254 mg O₂ l⁻¹ (Lee, Bang, 2000). The sources of biochemically degradable organic matter are e.g. pet and urban wildlife manure or petrochemicals from cars (Mallin et al., *in press*). According to Line (1996, after Mallin et al. *in press*), industrial areas of vehicle maintenance and auto salvage are significant sources of BOD₅, which amount is influenced by petrocarbon. Station 4 is an outflow of water from car park, where damaged vehicles are stored, therefore a drip loss is possible. An odour of petroleum derivative substances was noticed during previous studies done in Antoninek Reservoir in its west part, by drainage outflow (Domek et al., 2007).

Manure may also have been a source of phosphorus in runoff waters, however the most important source of this compound are lawns and gardens situated in residential districts (Gilbert, Clausen 2006; Yufen et al. 2008; Mallin et al., *in press*). Waschbusch et al. (1999) confirmed that lawns and, additionally, streets are the largest sources of total and dissolved phosphorus for urban runoff. In our study the greatest concentrations of these compounds indeed occurred in samples from residential area (stations 1 and 5). Similar concentrations of TP were observed by Uchimura et al., (1997), Gilbert and Clausen (2006) and Göbel et al., (2007). Increased amounts of phosphorus in urban runoff transported to streams, rivers and reservoirs may stimulate the eutrophication process. Waara and Farm (2008) analyzed the influence of runoff waters on living organisms and found stimulating effect on *Lemna* in tests due to great concentration of nutrients in runoff.

Nitrogen concentrations, both mineral and organic forms did not differ significantly between stations. Increased values were periodically observed at all of them. However, lower concentrations were observed in samples on 23 Feb after snow melting. Freesed soil made impossible to infiltrate the water and release nitrates, which are usually responsible for the high concentrations of nitrogen (Kowalczyńska-Madura, 2005).

Comparison of nutrient and TSS concentrations in samples from industrial and residential areas indicated greater values for the latter one. Similar phenomenon was stated by Uchimura et al., (1997) in Korea. Asphalt cover on roads increases negative impact on runoff quality as it contains significantly higher amounts of pollutants than runoff from paver or crushed-stones driveways (Gilbert, Clausen, 2006).

Deteriorating influence of urbanized areas on surface water, receiving runoff from urban catchment, both from drainage systems and from non-point sources of pollutants has been already noticed (Lee, Bang, 2000; Hatt et al., 2004; Mallin et al. *in press*). According to our study results, such an influence occurs probably also in the case of Cybina. This problem is currently analyzed, including the concentration of heavy metals and hydrocarbons.

STRESZCZENIE

JAKOŚĆ WÓD OPADOWYCH DOPŁYWAJĄCYCH DO NIZINNEJ RZEKI Z TERENU ZURBANIZOWANEGO

Celem badań dokonanych w okresie zimowym na przełomie lat 2008/2009 było określenie wartości wybranych parametrów jakości ścieków deszczowych dopływających z terenu zurbanizowanego do rzeki oraz zbiornika wstępnego na terenie miasta Poznania. Przewodnictwo elektrolityczne, odczyn pH, zawiesina ogólna, BZT₅, stężenia N-NH₄, N-NO₂, N-NO₃, azotu ogólnego, P-PO₄ i fosforu ogólnego były analizowane w wodach deszczowych odprowadzanych z terenów osiedlowych, przemysłowych, parkingu oraz drogi o dużym natężeniu ruchu samochodowego. Znaczny opad deszczu wraz z topnieniem śniegu w drugiej połowie lutego 2009 roku spowodowały zwiększone przewodnictwo oraz ilość zawiesiny w badanych próbkach. W wodach odprowadzanych ze zlewni zajmowanych przez osiedla wraz z ogrodami i trawnikami oraz drogami zanotowano większe stężenia fosforanów rozpuszczonych oraz fosforu ogólnego. Porównanie koncentracji związków biogennych oraz zawartości zawiesiny między zlewniami mieszkalnymi a przemysłowymi wskazało na większe zanieczyszczenie wód z terenu tych pierwszych. Negatywny wpływ ścieków deszczowych na wody powierzchniowe jest przez nas aktualnie badany, łącznie ze stężeniami metali ciężkich i węglowodorów.

REFERENCES

- BABELSKI Z., 1999: *An appraisal of storm waters pollution from different urban catchments*. Gas, Water, Sanitary Engineering 11/1999. s. 414-418.
- BARTKOWSKA I., 1998: *Comparative analysis of rainwater runoff quality from the area of Białystok city*. [w:] Pre-purification of rainwater, formal-legal requirements and technical possibilities. Workshop materials, Water Fundation of Gdańsk.
- DOMEK P., DONDAJEWSKA R., GOŁDYN R., 2007: *Macroinvertebrates of the Antoninek Reservoir on the Cybina River*. 14th Polish Benthological Workshop 'Hydromorphological assessment of water ecosystems', Opole. s. 15-15.
- ELBANOWSKA H., ZERBE J., SIEPAK J., 1999: *Physico-chemical analysis of water*. PWN. 232 s.
- GILBERT J.K., CLAUSEN J.C., 2006: *Stormwater runoff quality and quantity from asphalt, paver, and crushed stone driveways in Connecticut*. Wat. Res. 40. s. 826-832.
- GOŁDYN R., 2000: *Changes in biological and physico-chemical parameters of river water quality as a result of its damming in preliminary lowland reservoirs*. Seria Biologia no 65, Adam Mickiewicz University Press, Poznań. 185 s.
- GOŁDYN R., BŁAŻEJEWSKI M., 1987: *The conception of intensification of selfpurification of river Cybina waters in order to protect water quality in Maltański Reservoir*. Man and Biosphere 11. s. 197-210.
- GOŁDYN R., GRABIA J., 1998: *The program of river Cybina waters protection*. Environment Protection Department, City Office, Poznań. 101 s.
- GOŁDYN R., JACKOWIAK B., BŁOSZYK J., (red.), 2005: *Natural amenities of Cybina valley and their protection*. Kontekst Publ., Poznań. 96 s.
- GOŁDYN R., SZYPER H., KOWALCZEWSKA-MADURA K., 2006: *The influence of spatial pollution on Cybina river water quality*. Roczn. AR Poznań, CCCLXXV, 64. s. 29-37.

- GÖBEL P., DIERKES C., COLDEWEY W.G., 2007: *Storm water runoff concentration matrix for urban areas*. J. Contam Hydrol. 91. s. 26-42.
- GROMAIRE-MERTZ M.C., GARNAUD S., GONZALEZ A., CHEBBO G., 1999: *Characterisation of urban runoff pollution in Paris*. Wat. Sci. Tech. 39 (2). s. 1-8.
- HATT B.E., FLETCHER T.D., WALSH C.J., TAYLOR S.L., 2004: *The influence of urban density and drainage infrastructure on the concentrations and loads of pollutants in small streams*. Environ. Manage. 34 (1). s. 112-124.
- HELMAN-GRUBBA M., MARCINKOWSKI M., FALKOWSKI W., 2004: *An efficient protection of water in road surrounding – theory and practices*. [w:] The protection of surface and groundwater and soil along roads and motorways. Materials of International Scientific and Technical Conference, Krzyżowa, Polska.
- KOWALCZEWSKA-MADURA K., 2005: *Mass balance calculations of nitrogen and phosphorus for Swarzedzkie Lake*. Limnological Review, vol. 3. s. 113-118.
- KRAWCZYK P., TRZĄSKI L., 2001: *Drainage systems with objects of purification and retention of rainwater runoff in the area of Poznań – catchment of the Cybina River and Szklarka nr8*. Map 1:10000, nr III-2/8. Central Mining Institute, Katowice.
- LEE J.H., BANG W.K., 2000: *Characterization of urban stormwater runoff*. Wat. Res. 34 (6). s. 1773-1780.
- MALLIN M.A., JOHNSON V.L., ENSIGN S.H., (in press): *Comparative impacts of stormwater runoff on water quality of an urban, a suburban, and a rural stream*. Environ. Monit. Assess.
- MONIEWSKI P., P. TOMALSKI, 2008: *The influence of motorway drainage system on the quantity and quality of water in small river* [w:] Partyka J., Pociask-Karteczka J., (eds.): *Waters on protected areas*. IGI GP UJ, Ojcowski National Park, PTG Hydrological Commission, Kraków. s. 237-246.
- POLKOWSKA Ż., GRYNKIEWICZ M., ZABIEGŁA B., NAMIEŚNIK J., 2001: *Levels of pollutants in runoff water from Road with high traffic intensity in the city of Gdańsk*. Poland, Pol. J. Environ. Stud. 10 (5). s. 351-363.
- POLKOWSKA Ż., ZABIEGŁA B., GÓRECKI T., NAMIEŚNIK J., 2005: *Contamination of runoff waters from road with high traffic intensity in the urban region of Gdańsk*. Poland. Pol. J. Environ. Stud. 14 (6). s. 799-807.
- SAWICKA-SIARKIEWICZ H., 1999: *The pollution of rainwater runoff from motorways and surrounding areas and methods of limitation of its impact on the receivers*. [w:] Rainwater drainage from urban areas – legal, technical and ecological aspects. Workshop materials, Jachranka.
- SAWICKA-SIARKIEWICZ H., 2006: *The influence of rainwater transported from impermeable surfaces on surface waters*. Waterworks – Canalization, Supplement 10/2006.
- The Decree of Minister of Environment from 24th July 2006 in matter of requirements, which must be satisfied by emitting the sewage into the ground or water, and in matter of substances specially toxic for water environment (Dz.U. 137, poz. 984).
- UCHIMURA K., NAKAMURA E., FUJITA S., 1997: *Characteristics of stormwater runoff and its control in Japan*. Wat. Sci. Tech. 36 (8-9). s. 141-147.
- WAARA S, FARM C., 2008: *An assessment of the potential toxicity of runoff from an urban road-scape during rain events*. Environ. Sci. Pollut. Res. 15 (3). s. 205-210.
- WASCHBUSCH R.J., SELBIG W.R., BANNERMAN R.T., 1999: *Sources of phosphorus in stormwater and street dirt from two urban residential basins in Madison, Wisconsin*, 1994-95. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 99-4021, Middleton, Wisconsin.

YUFEN R., XIAOKE W., ZHIYUN O., HUA Z., XIAONAN D., HONG M., 2008: *Stormwater runoff quality from different sources in an urban catchment in Beijing, China*. Water Environ. Res. 80 (8). s. 719-724.

Dr Renata Dondajewska

gawronek@amu.edu.pl
Stacja Ekologiczna UAM w Jeziorach
skrytka pocztowa 40
62-050 Mosina

Prof. dr hab. Ryszard Goldyn

rgold@amu.edu.pl
Uniwersytet A. Mickiewicza
Ul. Umultowska 89
61-614 Poznań

Dr hab. Danuta Baralkiewicz

danutaba@amu.edu.pl
Uniwersytet A. Mickiewicza
ul. Grunwaldzka 6
60-780 Poznań

Prof. dr hab. Barbara Szpakowska

bszpa@up.poznan.pl
Uniwersytet Przyrodniczy
ul. Dąbrowskiego 159
60-594 Poznań

GÓRNICTWO ODKRYWKOWE JAKO CZYNNIK KSZTAŁTOWANIA STOSUNKÓW WODNYCH (NA PRZYKŁADZIE KOPALNI WĘGLA BRUNATNEGO „ADAMÓW”)

Katarzyna FAGIEWICZ

Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Uniwersytet A. Mickiewicza, Poznań

Abstrakt: Obszary pozostające w zasięgu oddziaływania odkrywkowych kopalni węgla brunatnego stanowią specyficzny przykład przestrzeni geograficznej, w obrębie której intensywna działalność górnicza powodująca znaczne przekształcenia w środowisku przyrodniczym i następująca po niej, wielokierunkowa rekultywacja prowadzi do tworzenia nowych typów środowisk. Jeżeli podporządkowana jest idei równoważenia rozwoju tych obszarów, pozwala na kształtowanie właściwej struktury krajobrazu, której funkcje przyspieszają powrót zdegradowanego środowiska do nowego stanu równowagi. Na terenach odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego zasadniczym warunkiem dążenia do równowagi jest odbudowa zasobów wodnych. W pracy przedstawiono główne problemy gospodarki wodnej na obszarach górnictwa odkrywkowego, przekształcenia sieci hydrograficznej i zmiany w obiegu wody w czasie trwania eksploatacji oraz zaprezentowano koncepcję kształtowania stosunków wodnych na obszarach pokopalnianych, po zakończeniu eksploatacji.

Słowa kluczowe: górnictwo węgla brunatnego, wody powierzchniowe i podziemne, przekształcenia i kształtowanie stosunków wodnych.

WSTĘP

Intensywny, trwający ponad czterdzieści lat proces odkrywkowej eksploatacji złóż węgla brunatnego na obszarze Niżu Polskiego, stanowiący priorytet wobec innych, środowiskowych czy społecznych uwarunkowań, wymusił zmiany funkcjonowania środowiska przyrodniczego. W szczególności dotyczyły one głębokiego odwodnienia horyzontów wodonośnych, przekształceń rzeźby terenu i szaty roślinnej, czyli podstawowych komponentów, które warunkują kształtowanie się stosunków wodnych krajobrazu. W efekcie wody powierzchniowe na terenach górniczych tworzą skomplikowany, wielofunkcyjny system, który wymaga zintegrowanego sposobu gospodarowania uwzględniającego aspekty ilości i jakości wód jako surowca dla przemysłu energetycznego, ale przede wszystkim, jako najbardziej istotnego czynnika niezbędnego dla prawidłowego i trwałego funkcjonowania środowiska przyrodniczego. Celem niniejszego opracowania jest charakterystyka przekształceń stosunków wodnych związanych z prowadzoną działalnością górniczą oraz wskazanie możliwości i kierunków racjonalnego ich kształtowania po zakoń-

czeniu eksploatacji. Zarysowana powyżej problematyka została omówiona na przykładzie terenów górniczych Kopalni Węgla Brunatnego „Adamów”.

STOSUNKI WODNE W OBRĘBIE TERENU GÓRNICZEGO – ETAP PRZEKSZTAŁCEN

Obszar pozostający w zasięgu oddziaływania Kopalni Węgla Brunatnego Adamów wraz z eksploatowanymi aktualnie złożami Adamów i Koźmin obejmuje gminy Brudzew, Turek, Przykona wchodzące w skład powiatu tureckiego (woj. wielkopolskie). Według podziału Polski na jednostki fizycznogeograficzne (Kondracki, 1998) położony jest w obrębie Niziny Południowowielkopolskiej w granicach mezoregionu Wysoczyzny Tureckiej i Kotliny Kolskiej. Pod względem hydrograficznym związany jest z lewobrzeżnym dorzeczem rzeki Warty, a ściślej, zlewnią rzeki Kielbaski i Teleszyny. Najbardziej charakterystyczną cechą hydrografii tego terenu jest zupełny brak naturalnych powierzchniowych zbiorników wodnych (obszar stacjonarny).

Nadrzędność celów gospodarczych i rozwój energetyki oraz podporządkowane temu przekształcenia sieci hydrograficznej, wód podziemnych, rzeźby terenu w zasadniczy sposób wpłynęły na przebieg działań wodnych i gospodarowanie wodą w obrębie zlewni Kielbaski i Teleszyny (tab. 1).

W okresie poprzedzającym eksploatację zlewni Kielbaski miała powierzchnię 287 km². Do jej systemu włączone zostały wody Teleszyny, którą częściowo po utworzeniu Kanału Warta – Kielbaska wykorzystano jako arterię przerzutu wody. Część koryta Teleszyny w rejonie Przykona – Zimotki została zlikwidowana przez wyrobisko O/Adamów. Postęp robót górniczych na złożu „Koźmin” wymusił przełożenie 5,3 kilometrowego odcinka Strugi Janiszewskiej (dopływ Kielbaski) na wschodnią krawędź odkrywkę i ujęcie jej wód w tzw. Kanał Pasywny. Efektem tych przekształceń jest zmiana przebiegu i rzędu działów wodnych, ich niepewny charakter na terenach górniczych, zmiany powierzchni zlewni i wynikająca z tego trudność ich bilansowania.

Średni przepływ roczny w Kielbasce do roku 1965 wynosił 1,25 m³·s⁻¹, co dawało odpływ jednostkowy rzędu 4,3 dm³·s⁻¹·km². Po włączeniu do systemu Kielbaski wód górnej Teleszyny powierzchnia jej zlewni (po wodowskaz Kościelec) powiększyła się do 476 km² (ok. 66%), a średni przepływ roczny wzrósł do 2,72 m³·s⁻¹ tj. o blisko 118% (Choiński, 1991). Aktualnie reżim hydrologiczny Kielbaski jest wypadkową oddziaływań pełnionych przez rzekę funkcji gospodarczych i warunków środowiskowych zmodyfikowanej antropogenicznie zlewni. Główne składowe regulujące wielkość przepływu Kielbaski to:

- wody z powierzchni pierwotnej zlewni Kielbaski,
- wody ze zlewni Teleszyny Górnej,
- wody pompowane z Warty (Zbiornik Jeziorsko),
- wody kopalniane z odwodnienia O/Adamów i O/Koźmin,

- zrzuty nadmiaru wód niewykorzystanych w układzie technologicznym Elektrowni „Adamów”,
- pobory bezzwrotne wód na zasilanie obiegu chłodniczego Elektrowni „Adamów”.

Wielkości poszczególnych składowych są zmienne i kształtują średni roczny przepływ na poziomie $1,45 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a średni roczny odpływ jednostkowy wynosi $3,56 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Przepływy w korycie..., 2006). Zmniejszenie odpływu jednostkowego ($3,56 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) w stosunku do jego wartości charakterystycznej dla okresu poprzedzającego rozwój górnictwa ($4,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), pomimo wzrostu rocznego przepływu, od momentu rozpoczęcia eksploatacji związane jest z wpływem leja depresji, w zasięgu którego znajdują się fragmenty zlewni.

Odwodnienie złóż węgla obejmuje poziomy wodonośny w kompleksie nadkładowym (czwartorzędowym przypowierzchniowym) oraz powęglowo kredowym. W obrębie analizowanych złóż Adamów i Koźmin nie występuje kontakt hydrauliczny pomiędzy wymienionymi warstwami wodonośnymi. Wpływ odwodnienia na zasobność poszczególnych poziomów wodonośnych jest zróżnicowany i uzależniony od budowy geologicznej. W odniesieniu do przypowierzchniowego poziomu wodonośnego, który w warunkach naturalnych charakteryzował się swobodnym zwierciadłem występującym na głębokości 0-3,0 m p.p.t., zasilany był drogą infiltracji opadów atmosferycznych i drenowany przez płynące w rejonie złóż ciekły (Kielbaska, Teleszyna, Struga Janiszewska), wpływ ten ograniczony jest do strefy 200-600 m przylegającej bezpośrednio do krawędzi odkrywki. Odwodnienie to ma znacznie większy zasięg w przypadku kontaktu hydraulicznego między kompleksem nadkładowym i powęglowym, powstaje bowiem tzw. wtórny lej depresji (Fijałkowski, 1986). Obecnie przypowierzchniowa warstwa wodonośna jest odwodniona przez studnie odwadniające czynne odkrywki Adamów i Koźmin, a zasięg wytworzonego leja depresji zmienia się wraz z postępem robót górniczych.

Scharakteryzowane powyżej przekształcenia w obrębie wód powierzchniowych i podziemnych zaznaczają się również w strukturze bilansu wodnego zlewni:

- zwiększeniem strony przychodowej, gdzie prócz opadów uwzględniać należy wielkość zrzutów wód kopalnianych do sieci hydrograficznej oraz wielkość przrzutów wody z Warty,
- zmniejszeniem strony rozchodowej, bowiem zlewnie, bądź ich fragmenty pozostające w zasięgu leja depresji, o przekształconych powierzchniowych warstwach gruntu i zmienionych stosunkach wilgotnościowych charakteryzują się zmniejszonym parowaniem.

Kolejnym czynnikiem wpływającym na zmianę struktury bilansu wodnego, związanym z górnictwem odkrywkowym, jest zakłócenie stosunków termicznych jezior włączanych w systemy chłodnicze elektrowni. Znaczne podniesienie temperatury wód jeziornych skutkuje zwiększeniem parowania z wolnej powierzchni wodnej, wpływając na zwiększenie składnika parowania po stronie rozchodowej bilansu wodnego (Rotnicka, 1991). Na omawianym obszarze w związku z brakiem

występowania naturalnych zbiorników wodnych (obszar staroglacjalny) przyjęto w procesie produkcji energii elektrycznej zamknięty system chłodzenia wykluczając wpływ jednego z czynników o silnej presji antropogennej.

Tabela 1. Charakterystyka wód powierzchniowych w strefie oddziaływania KWB „Adamów” – stan przeszły, obecny i przyszły.

Table 1. Characteristics of surface waters in the zone of impact of the Adamów Brown-Coal Mine – the past, the present and the future state.

Zlewnia	Stan przed eksploatacją	Stan obecny	Planowane przekształcenia
Kielbaska	pow. 325 km ² , dł. 46,14 km		
Kielbaska Górna	pow. 37,70 km ²	Do obiegu włączono wody Teleszyny Górnej (Kanał Teleszyna-Kielbaska).	Bez zmian
Kielbaska Środkowa	pow. 71,75 km ²	Koryto bez zmian, wschodnia część zlewni pod wpływem leja depresji.	W zlewni powstanie zbiornik Adamów Końcowy, który utworzy własną zlewnię (o pow. 14,91 km ²) i kanał zasilający (ciek zachodni – doprowadzalnik do zbiornika; zlewnia ulegnie zmniejszeniu o 7,53 km ² .
Kielbaska Dolna	pow. 37,0 km ²	Koryto bez zmian, nie uległo przebudowie, wschodnia część zlewni w zasięgu leja depresji.	Bez zmian
Struga Janiszewska (prawobrzeżny dopływ Kielbaski)	pow. 49,08 km ²	Cała zlewnia pod wpływem leja depresji; na odcinku 2,99 km koryto zasypane przez zwałowisko wewnętrzne; funkcje Strugi Janiszewskiej w obrębie O/Koźmin – pole południowe przejął Kanał Pasywny; górny odcinek Strugi Jan (do ujścia do Kanału Pasywnego) w wyniku oddziaływania leja depresji prowadzi wody okresowe – po silnych opadach.	Po zakończeniu eksploatacji i utworzeniu kolejnych zbiorników Adamów, Koźmin i Głowy zlewnia ulegnie znacznej redukcji i podzieli się na dwie części: od ujścia wody z Kanału Pasywnego do zbiornika Koźmin (pow. 23,93 km ²) i od wylotu ze zbiornika Janiszew do ujścia do Kielbaski. Obie zlewnie oddzielone będą zlewniami własnymi zbiorników Janiszew i Koźmin. Redukcja zlewni wyniesie 23 km ² .
Kielbaska Mała (prawobrzeżny dopływ Kielbaski Dolnej)	pow. 12,69 km ² , dł. 15,49 km	Bez zmian	W czasie eksploatacji O/Koźmin – pole centralne (2014-2020) źródłowy odcinek Kielbaski Małej o dług. 4,24 km zostanie zlikwidowany; długość cieku skróci się do 11,25 km; po utworzeniu zbiornika Koźmin Końcowy zlewnia ulegnie zmniejszeniu o 2,75 km ² i wynosić będzie 9,94 km ² .

Ciąg dalszy tabeli 1. Charakterystyka wód powierzchniowych w strefie oddziaływania KWB „Adamów” – stan przeszły, obecny i przyszły.

Futher part of table 1. Characteristics of surface waters in the zone of impact of the Adamów Brown-Coal Mine – the past, the present and the future state.

Zlewnia	Stan przed eksploatacją	Stan obecny	Planowane przekształcenia
Teleszyna	pow. 317,35 km ² , dł. 63,43 km		
Teleszyna Górna	pow. 206,26 km ²	Wody Teleszyny Górnej skierowano do systemu Kielbaski kanałem Teleszna-Kielbaska: pow. zlewni kanału 3,77km ²).	bez zmian
Teleszyna Środkowa	pow. 10,4 km ²	Zlewnia trwale przekształcona przez działalność górnictw i budowę zbiornika Przykona; zlewnia podzieliła się na zlewnie cząstkowe: do zbiornika Przykona wraz ze zbiornikiem (pow. 6,37 km ²) i powyżej zbiornika (4,55 km ²); przyrost 0,88 km ² nastąpił kosztem ubytku Strugi Janiszewskiej	bez zmian
Teleszyna Dolna	pow. 26,24 km ² , pierwotnie dopływ Warty	Obecnie prowadzi wody Kanałem Ruszkowskim do Kielbaski. Na całym odcinku w zasięgu leja depresji O/Adamów i O/Koźmin.	W zlewni planuje się budowę zbiornika Koźmin Końcowy; zlewnia ulegnie zmniejszeniu do 23,71 km ² (o 2,53 km ²).

Źródło: opracowanie własne na podstawie: Podział hydrograficzny Polski cz. I (1983), Ogólna koncepcja układu hydrograficznego ..., (2007).

Zarysowana powyżej problematyka uzupełniona o szczegółową charakterystykę przekształceń zlewni w obrębie terenu górniczego „Adamów” (tab. 1) pozwalają wskazać najbardziej istotne cechy charakteryzujące stosunki wodne na terenach odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego warunkujące funkcjonowanie tworzących się geoekosystemów antropogenicznych. Najistotniejszą z nich jest pogłębianie deficytu zasobów wodnych poprzez:

- przerzuty wód między zlewniami,
- zrzuty wód kopalnianych bezpośrednio do sieci wód powierzchniowych (bez próby ich zagospodarowania) poza terenem górnictw, co utrwala proces odwodnienia i wydłuża czas stagnacji leja depresji,
- zmianę (najczęściej zmniejszenie) odpływu jednostkowego,
- zmiany parametrów fizycznych wód związane z eksploatacją i otwartym obiegiem chłodniczym,
- zmniejszenie retencji w wyniku likwidacji małych cieków, strumieni, rowów melioracyjnych, obszarów podmokłych, drobnych zbiorników śródpolnych, które magazynują znaczne ilości wody.

Ograniczanie ilości i jakości dyspozycyjnych zasobów wodnych przez działalność górnictw, które nakłada się na niedobory wód wynikające z uwarunkowań przyrodniczych (charakterystyczne dla obszaru Niżu Polskiego) stanowi główny problem gospodarki wodnej na obszarach pogórnictw.

STOSUNKI WODNE W OBRĘBIE TERENU GÓRNICZEGO – ETAP KSZTAŁTOWANIA

Tereny górnicze stanowią spektakularny przykład przestrzeni geograficznej, której specyfika rozwoju polega na tworzeniu, kreowaniu czy wręcz „produkowaniu” nowych krajobrazów. Odpowiednie kształtowanie oznacza realizację podstawowych zasad prowadzenia prawidłowej gospodarki wodnej: utrzymanie jak najdłużej, jak największej ilości wody w krajobrazie, czyli minimalizowanie jałowego odpływu poza zlewnię oraz zmniejszenie bezpośredniego parowania. Intensywna działalność przemysłowa i następująca po niej wielokierunkowa rekultywacja skutkuje przenikaniem się różnych typów środowisk. Jeżeli podporządkowana jest idei równoważenia rozwoju tych obszarów pozwala na kształtowanie właściwej struktury krajobrazu, której funkcje przyspieszają powrót zdegradowanego środowiska do nowego stanu równowagi. Na terenach odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego zasadniczym warunkiem dążenia do równowagi jest odbudowa zasobów wodnych. Jego spełnienie możliwe jest na drodze wyrównywania odpływu, a proces ten wiąże się z potrzebą retencjonowania znacznej ilości wód. Największe objętości retencjonowanej wody uzyskuje się poprzez budowę dużych zbiorników oraz odpowiednie kształtowanie struktury krajobrazu, która wspomagać będzie zdolności retencjonowania zasobów wodnych i przyczyniać się do wzrostu efektywności oraz sprawności systemu regulacji parowania z gleby na rzecz transpiracji (Kędziora i in., 2005).

W obrębie poddanego analizie terenu górniczego KWB „Adamów” w latach 90. XX w., po okresie przeobrażeń stosunków wodnych jako efektu priorytetowej działalności górniczej, rozpoczął się etap racjonalnego kształtowania zasobów wodnych poprzez kształtowanie retencji wodnej krajobrazu oraz struktury krajobrazu.

Kształtowanie retencji wodnej krajobrazu wiąże się z przedsięwzięciami prowadzącymi do budowy zbiorników wodnych. Obecnie nowymi elementami krajobrazu pogórniczego są trzy zbiorniki wodne Bogdałów, Przykona i Janiszew, a do momentu zakończenia eksploatacji na tym obszarze (2023 r.) planuje się budowę czterech kolejnych (tab. 2).

Budowa czaszy zbiorników realizowana wyłącznie z wykorzystaniem gruntów zwalowych z nadkładu otwierającego kolejne pola wydobywcze w obrębie eksploatowanych złóż oraz zagłębień końcowych, stanowi formę rekultywacji terenów pokopalnianych. Kolejnym elementem w procesie kształtowania nowych stosunków wodnych na obszarach górniczych jest próba ograniczenia zrzutów wód z odwodnienia do sieci wód powierzchniowych i zatrzymanie ich w obrębie zlewni. Umożliwia to opracowany i przyjęty system napełniania nowo powstających zbiorników wodnych. Funkcjonujący od 2004 roku zbiornik Przykona napełniany był wodami podziemnymi z odwodnienia O/Adamów. Zbiorniki Koźmin i Głowy wypełniać będą wody podziemne z odwodnienia wglębnego studniami ze złoża Koźmin. Zbiorniki Koźmin Końcowy i Adamów Końcowy powstaną w wyrobiskach poeksploatacyjnych złóż Koźmin i Adamów, po zakończeniu ich eksploatacji. Czaszę zbiorników utworzą skarpy wyrobisk i ich spągi. Zbiorniki napełniane będą wodami podziemnymi ze studni odwad-

niających zlokalizowanych na konturze wyrobisk (czaszy). Wraz z wypełnianiem się zagłębień wzrastać będzie ilość wód infiltrujących ze zbiorników i równolegle zmniejszać się będzie ilość wód pompowanych przez studnie. Oba te procesy wydłużą czas napełniania zbiorników, ale jednocześnie wpływać będą na regresję leja depresji i odbudowę poziomów wodonośnych. W tym okresie zbiorniki będą zasilane wodami powierzchniowymi, których ilość powinna wyrównać straty wód infiltrujących do leja depresji oraz parowanie. Wg dokumentacji KWB „Adamów” (Ogólna koncepcja..., 2007) zasoby naturalnych źródeł zasilania zbiorników, które stanowią wody:

- ze zlewni Kielbaski Górnej, Kanału Teleszyna – Kielbaska, Kielbaski Środkowej od Kanału Teleszyna – Kielbaska do ujęcia wód na zbiornik, zlewni Teleszyny Górnej oraz zlewni własnej dla zbiornika Adamów,
- ze zlewni Rowu Północno-Wschodniego i zlewni własnej dla zbiornika Janiszew,
- ze zlewni Teleszyny Środkowej, Kaczki, Strugi Janiszewskiej i Kanału Pasywnego, Teleszyny Dolnej oraz zlewni własnych dla zbiorników: Koźmin, Koźmin Końcowy, Głowy;

określa się na 15,12 mln m³/rok, co prawie 7-krotnie przekracza łączne straty na wszystkich zbiornikach. Dodatkowe źródło zasilania stanowią wody powierzchniowe ze zbiornika Jeziorsko.

Po zakończeniu napełniania zbiorników, w obrębie ich oddziaływania ukształtuje się nowy reżim wód. Wody zbiorników połączą czwartorzędowe warstwy wodonośne z poziomem podwęglowo – kredowym. W układzie sieci hydrograficznej wyraźnie zaznaczają się zmiany w przebiegu działów wodnych związane z wyodrębnieniem zlewni cząstkowych istniejących i planowanych zbiorników wodnych (rys. 1, tab. 1). Ilość wody zretencjonowanej we wszystkich zbiornikach szacuje się na 230 mln m³, a powierzchnia akwenów na obszarze, gdzie wcześniej nie występowały naturalne zbiorniki wodne wzrośnie o 1128,5 ha.

Obudowa techniczna cieków i zbiorników wodnych, którą stanowią budowle rozdzielcze (jazy, śluzy wałowe), ujęciowe (przepusty, rurociągi) i piętrzące (mnichy, przelewy), umożliwiają prowadzenie gospodarki wodnej zlewni i regulowanie stosunków wodnych w jej obrębie (m. in. zasilanie zbiorników, pobory wód z rzek, przerzuty wód między zbiornikami, awaryjne kierowanie wód w czasie wezbrań powodziowych, nawadnianie, gospodarkę rybacką). Zbiorniki wodne i sieć doprowadzalników, w wyniku infiltracji wody na tereny przyległe wspomagać będą proces odbudowy poziomów wodonośnych, a w późniejszym okresie przyczyniać się do stabilizacji głębokości zalegania zwierciadła wody gruntowej i zwiększania zasobów retencji gruntowej. Dzięki możliwości sterowania odpływem ze zlewni przez regulowanie wysokości piętrzenia na ciekach wytwarza się korzystny układ hydrauliczny między zwierciadłem wody gruntowej i wody przepływającej w cieku, który hamuje niepożądany odpływ do cieku wód gruntowych, retencjonowanych w okresie półrocza zimowego, przeważnie zasobnego w wodę (Nyc i in., 1994). Również prowadzenie nawodnień z regulowanym odpływem zwiększa retencyjność gleb i sprzyja efektywniejszemu wykorzystywaniu opadów przez roślinność, zmniejszając odpływ. Wytworzenie możliwości wielokrotnego w ciągu roku odnawiania retencji wody kapilarnej

i gruntowej pozwala na eliminowanie niedoborów wodnych rzędu 150-200 mm rocznie (Nyc, 1985). Pojemność użytkowa zbiorników wynosi od 420-660 tys. m³, co daje łącznie 2,17 mln m³. Przy uwzględnieniu możliwości 20 cm nadpiętrzeń w czasie wezbrań powodziowych uzyskano rezerwę powodziową wynoszącą 1,62 mln m³ (tab. 2).

Tabela 2. Funkcjonujące i planowane zbiorniki wodne na obszarze KWB „Adamów”.

Table 2. Present and planned reservoirs in the Adamów brown-coal mining area.

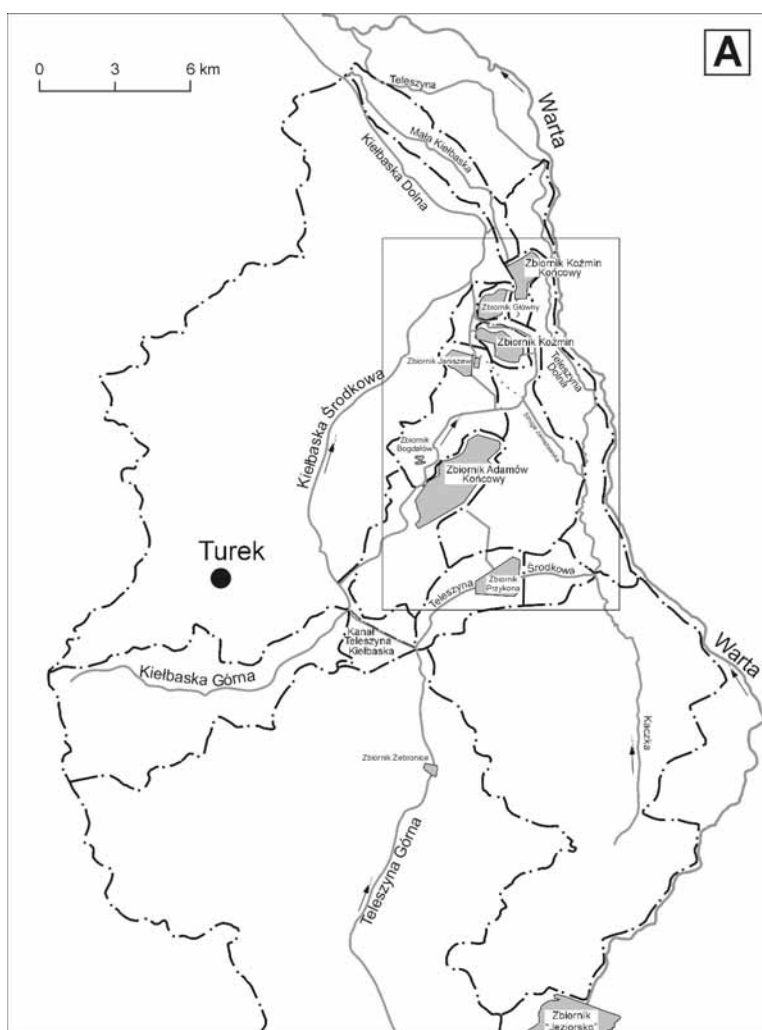
Zbiorniki wodne utworzone na terenach pokopalnianych KWB „Adamów”								
Zbiornik (nazwa)	Data oddania do użytku	Powierz- chnia min-max	Pojem- ność min-max	Pojem- ność użytkowa	Rezerwa powo- dziowa	Straty na parowanie	Funkcja	Lokalizacja
	rok	ha	mln m ³	mln m ³	mln m ³	mln m ³		
Bogdałów	1994	9,5	0,6	bd	bd	bd	początkowo przeciw pożarowa, później rekreacyjna	Zwałowisko zewnętrzne O/Bogdałów
Przykona	2004	242	5,9-7,2		bd	bd	rekreacyjna, przyrodnicza, przeciw pożarowa	Zwałowisko wewnętrzne O/Adamów
Janiszew	2008	56,39- 59,57	3,5-4,05	0,55	0,119	0,161	rekreacyjna	Zwałowisko zewnętrzne O/Koźmin
Planowane zbiorniki wodne								
Koźmin	ok. 2012	106,0- 108,5	5,5-6,1	0,54	0,217	0,293	przyrodnicza	Wyrobisko po- eksploatacyjne O/Koźmin
Głowy	ok. 2014	63,5-64,5	17,3-17,7	0,42	0,129	0,174	rekreacyjna	
Koźmin Końcowy	ok. 2020	115,2- 116,1	33,4-34,1	0,66	0,232	0,313	przyrodnicza	Wyrobisko końcowe O/Koźmin
Adamów	ok. 2023	462,0- 462,0	161,7	0,00	0,924	1,247		Wyrobisko końcowe O/Adamów

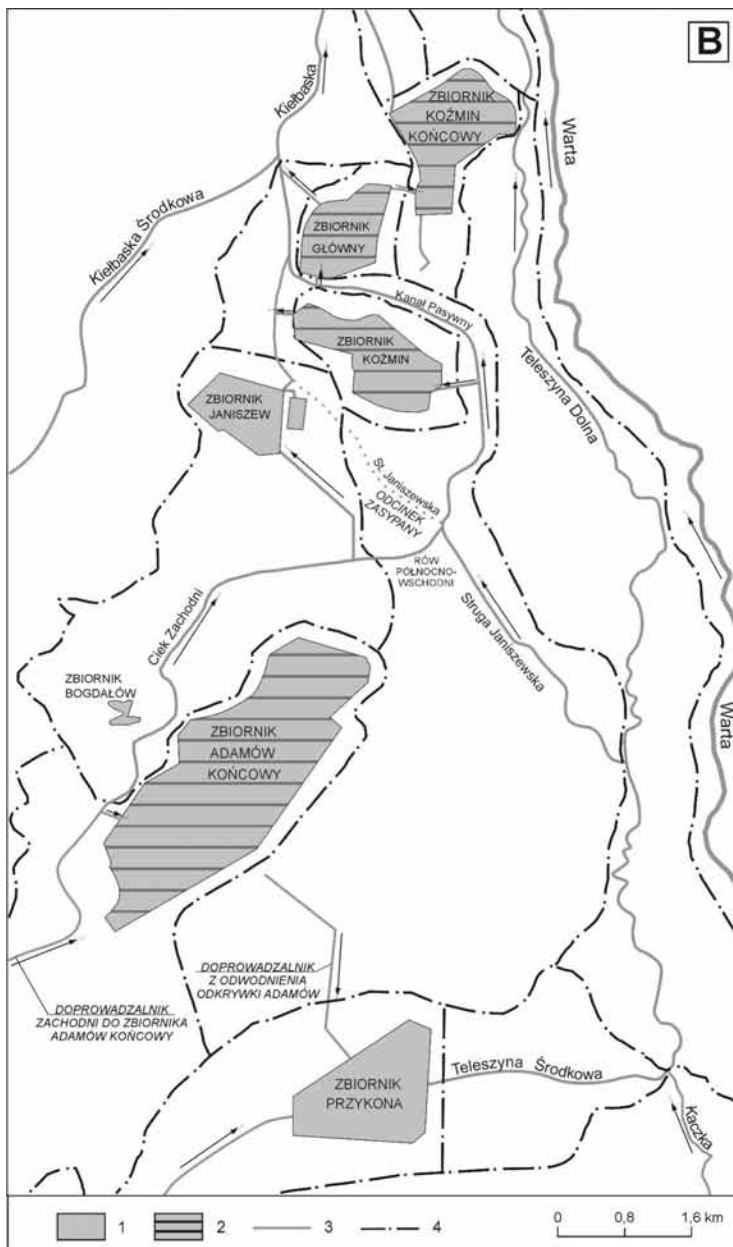
bd - brak danych

Źródło: Opracowanie własne na podstawie: Ogólna koncepcja układu hydrograficznego ..., (2007).

Należy uwzględnić również fakt, że nowo powstałe i projektowane zbiorniki wodne zlokalizowane są na obszarach całkowicie przekształconych działalnością górnictwem, gdzie pierwotne ekosystemy o charakterystycznej dla danego obszaru bio- i georóżnorodności zostały trwale zdegradowane. W związku z tym kontrowersje dotyczące budowy zbiorników wodnych, związane z ich negatywnym oddziaływaniem na środowisko, nie podlegają w tym przypadku dyskusji. Zajmowanie terenów pod zalew, degradacja istniejących siedlisk wodnych, niszczenie profilu glebowego, przemieszczanie się znacznych ilości mas gruntu i przeobrażenia rzeźby to zmiany już dokonane. Zbiorniki, z wyjątkiem zbiornika Przykona i Koźmin Końcowy, zlokalizowane są poza korytami rzecznyymi (tzw. zbiorniki boczne) i zasilane wodami powierzchniowymi poprzez kanały doprowadzające, co pozwala na zachowanie ciągłości i integralności cieków (rys. 1).

Zbiorniki wodne są nowymi elementami pogórniczego krajobrazu, które wzbogacają staroglacjalny, pozbawiony jezior obszar i mają istotne znaczenie zarówno dla gospodarki wodnej, jak i dla rozwoju turystyki i rekreacji związanej z wodą, tak pożądaną, szczególnie w sezonie letnim. Zbiorniki wodne w efekcie zabiegów rekultywacyjnych, bądź też w wyniku samoistnej, naturalnej sukcesji roślinnej podejmują funkcje ekologiczne. Stanowią uzupełnienie naturalnych elementów struktury ekologicznej przeobrażonej w wyniku działalności górniczej, a często tworzą ostoje rzadkiej i chronionej fauny czy flory. Przykładem takim może być sztuczna wyspa na zbiorniku „Przykona”, gdzie gniazdują kolonie, aż 6 gatunków mew (w tym jedyne w Wielkopolsce mewy czarnogłowe) oraz 2 gatunki rybitw, co sprawia, że jest to jedna z nielicznych w Polsce i Europie mieszana, wielogatunkowa kolonia mew i rybitw (Szwed, 2008).





Rys. 1. Stosunki wodne na obszarze KWB „Adamów” po zakończeniu eksploatacji (koncepcja):
1 - istniejący zbiornik wodny, 2 - projektowany zbiornik wodny, 3 - ciek, 4 - dział wodny.

Fig. 1. Water conditions in the area of the Adamów Brown-Coal Mine on completion of exploitation (a conception):

1 - present reservoir, 2 - planned reservoir, 3 - river, 4 - water divide.

Opracowanie własne na podstawie: Ogólna koncepcja układu hydrograficznego ... (2007).

KSZTAŁTOWANIE STRUKTURY KRAJOBRAZU

Poza magazynowaniem wody w zbiornikach istotne jest również odpowiednie kształtowanie struktury krajobrazu dla zwiększenia zdolności retencjonowania zasobów wodnych i poprawy struktury bilansu wodnego. Jak wspomniano powyżej, na terenach pogórnich krajobraz kształtowany jest w procesie wielokierunkowej rekultywacji, co pozwala planować jak najbardziej korzystną strukturę użytkowania zlewni. Wprowadzenie zadrzewień na obszarach rekultywowanych w kierunku rolnym i lasów reprezentowanych przez liczne gatunki lasotwórcze (od początku istnienia kopalni oddano do użytkowania 1514,3 ha gruntów zrehabilitowanych w kierunku leśnym) okazuje się najefektywniejszym narzędziem umożliwiającym oszczędną gospodarkę wodną poprzez ograniczenie parowania z powierzchni gruntu, wzrost ewapotranspiracji, zmniejszenie odpływu i wzrost opadów. Procesy te intensyfikują obieg wody i zwiększają ilość wody recyrkulującej w zlewni przyczyniając się do korzystniejszego kształtowania bilansu wodnego (szczegółowe wyniki badań nad wpływem lesistości na bilans wodny prezentuje opracowanie A. Kędziora i in., (2005).

PODSUMOWANIE

Analiza stosunków wodnych na terenach górniczych KWB „Adamów” pozwala wskazać wyraźne etapy charakteryzujące podejścia do problematyki gospodarowania wodą. Pierwszy z nich opiera się na priorytetowym uwzględnianiu potrzeb górnictwa i energetyki. Kolejne, realizowane w ostatnim dziesięcioleciu i planowane w przyszłości ujmują, gospodarkę wodną kompleksowo uwzględniając również jej społeczny i środowiskowy aspekt. Zarysowana powyżej koncepcja kształtowania stosunków wodnych w trakcie eksploatacji i po jej zakończeniu pozwala na nowoczesne gospodarowanie wodą w zamkniętych systemach – zlewniach rzek i zbudowanych zbiornikach. Istotną rolę odgrywać może sterowanie retencją gruntową poprzez regulowany odpływ. Należy zaznaczyć również, że przyjęcie odpowiednich kierunków rekultywacji w obrębie zlewni pozwoli na optymalizację struktury jej użytkowania. Wszystkie te działania w rezultacie powinny doprowadzić do zwiększenia ilości wody w krajobrazie, zwiększenia intensywności jej obiegu, a tym samym do wytworzenia nowej równowagi w antropogenicznych systemach wodnych.

SUMMARY

OPENCAST MINING AS A FACTOR SHAPING WATER CONDITIONS (AN EXAMPLE OF THE ADAMÓW BROWN-COAL MINE)

Areas lying within the zone of impact of opencast brown-coal mining provide a specific example of a geographical space within which intensive mining greatly transforming the

natural environment, then followed by multi-directional reclamation, leads to the creation of new types of environment. If it is guided by the idea of balancing the development of those areas, it is intended to mould a proper landscape structure whose functions will accelerate the return of the degraded environment to a new state of equilibrium. In areas of opencast brown-coal mining, a fundamental condition of restoring the balance is the rebuilding of water resources. The paper addresses chief problems of water management in opencast mining areas as well as mining-related changes in the hydrographic network and the water cycle. It also presents a conception of moulding water conditions in the former mining areas after exploitation has ceased.

LITERATURA

- CHOIŃSKI A., 1991: *Przeobrażenia stosunków wodnych i aktualny stan czystości wód rejonu Turku*. [w:] *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin – Turek*. UAM, Poznań.
- FIJAŁKOWSKI J., 1986: *Zmiany warunków hydrologicznych i hydrogeologicznych w wyniku działalności kopalni odkrywkowych węgla brunatnego w rejonie Konina*. Archiwum Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej, IGFiKŚP, Poznań. (maszynopis pracy magisterskiej).
- KONDRACKI J., 1998: *Geografia fizyczna Polski*. PWN, Warszawa.
- KĘDZIORA A., RYSZKOWSKI L., PRZYBYŁA C., 2005: *Ochrona i kształtowanie zasobów wodnych i ich jakości w krajobrazie rolniczym*. [w:] *Gospodarowanie wodą w Wielkopolsce*. Abrys, Poznań.
- NYC K., 1985: *Sterowanie zasobami retencji gruntowej w dolinach rzek nizinnych*. Zeszyty Naukowe AR, nr 53. Rozprawy. Wrocław.
- NYC K., KAMIONKA S., POKLADEK R., 1994: *Techniczne możliwości wzbogacania zasobów retencji gruntowej*. Zeszyty Naukowe AR, nr 248. Konferencje V. Wrocław.
- Ogólna koncepcja układu hydrograficznego i gospodarki wodnej w rejonie odkrywek KWB „Adamów” S.A. w czasie eksploatacji i po jej zakończeniu. 2007. Biprowodmel, Poznań, (maszynopis).
- Podział hydrograficzny Polski. 1983. IMiGW, Warszawa.
- Przepływy w korycie rzeki Kiełbaski Dużej oraz rzeki Topiec w charakterystycznych punktach z uwzględnieniem wód zlewniowych oraz kopalnianych. 2006. Biprowodmel, Poznań. (maszynopis).
- ROTNICKA J., 1991: *Zmiany w zakresie wód powierzchniowych i podziemnych w obszarach eksploatacji węgla brunatnego rejonu Konina (odkrywki Pątnów, Józwin, Kazimierz)*. [w:] *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin – Turek*. UAM, Poznań.
- SZWED L., 2008: *Budowa zbiornika „Janiszew” w KWB „Adamów”*. Fakty. Informator KWB „Adamów” nr 3/2008 (41).

Dr Katarzyna Fagiewicz

kfag@amu.edu.pl

Uniwersytet A. Mickiewicza

ul. Dąbrowskiego 27

61-680 Poznań

ZNACZENIE BAZY DANYCH HYDROGRAFICZNYCH W ZAKRESIE IMPLEMENTACJI RAMOWEJ DYREKTYWY WODNEJ

Renata GRAF

Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Uniwersytet A. Mickiewicza, Poznań

Abstrakt: Przy wzrastającym obecnie stopniu przekształcenia środowiska wodnego, rejestruje się ciągły wzrost zapotrzebowania na dane dotyczące jego struktury i funkcjonowania w warunkach quasi-naturalnych, jak i wymuszonych antropopresją. W opracowaniu określono stan rozwoju oraz znaczenie baz danych hydrograficznych w Polsce w nawiązaniu do nowych kryteriów środowiskowych i prawnych. Zwrócono szczególną uwagę na miejsce baz danych hydrograficznych i powstającej na ich podstawie Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1: 50 000, w Krajowej Infrastrukturze Informacji Przestrzennej. Podkreślono również ich znaczenie w zakresie wdrażania Ramowej Dyrektywy Wodnej i związanej z nią Dyrektywy Przeciwpowodziowej oraz Dyrektywy o Infrastrukturze Informacji Przestrzennej INSPIRE.

Wykorzystując potencjał informacyjny baz danych hydrograficznych (mapy hydrograficznej), przedstawiono w formie schematów aplikacyjnych, możliwość zastosowania wybranych kategorii tematycznych w waloryzacji ekohydrologicznej systemów rzecznych oraz wskazano na ich przydatność dla potrzeb zarządzania zasobami wodnymi w sytuacjach kryzysowych, zwłaszcza w sytuacji zagrożenia powodziowego. Bazę danych hydrograficznych należy traktować jako system danych i informacji o obiektach i zjawiskach wodnych, wspierający realizację celu środowiskowego w zakresie osiągnięcia przez wody dobrego stanu ekologicznego. W zakresie analizy zagrożeń środowiska wodnego (np. dopływ zanieczyszczeń lub zagrożenie wystąpienia powodzi lub suszy) omawiana baza danych może stanowić materiał wyjściowy do identyfikacji obiektów lub stref bezpośrednio narażonych lub potencjalnie zagrożonych wystąpieniem danego zdarzenia. Przedstawione przykłady nie zamykają możliwości wykorzystania bazy danych hydrograficznych na różnych poziomach badań identyfikacyjnych obiektów i zjawisk wodnych, jak również w zakresie badań prognostycznych.

Słowa kluczowe: baza danych hydrograficznych, potencjał informacyjny, Ramowa Dyrektywa Wodna, Dyrektywa Przeciwpowodziowa, implementacja.

WPROWADZENIE

Rejestrowany obecnie proces degradacji środowiska przyrodniczego dotyczy w dużym stopniu zasobów wodnych. W celu łagodzenia skutków antropogenicznych przeobrażeń, koncepcje zagospodarowania zasobów wodnych, zakładają systemowe rozwiązania w zakresie: optymalnego zaspokojenia potrzeb, zagospodarowania nadmiarów wody (np. podczas powodzi), pokrycia ich niedoboru (np. w czasie suszy) oraz ochrony zasobów wodnych (Ciepielowski, 1999). Założenia te znajdują odzwierciedlenie w obowiązujących obecnie w Polsce kryteriach środo-

wiskowych i prawnych, między innymi: Ramowej Dyrektywie Wodnej (RDW – Dyrektywa 2000/60/WE), Dyrektywie Przeciwpowodziowej (DPP – Dyrektywa 2007/60/WE) oraz ustawie Prawo wodne (Ustawa... 2001, 2005) i Prawo ochrony środowiska (Ustawa...2001).

Przy wzrastającym obecnie stopniu przekształcenia środowiska wodnego, rejestruje się ciągle wzrost zapotrzebowania na dane dotyczące jego struktury i funkcjonowania w warunkach quasi-naturalnych, jak i wymuszonych antropopresją. Duże znaczenie w tym zakresie posiadają Systemy Informacji Geograficznej (GIS), które stanowią również istotny element systemu informacji przestrzennej, który w Europie ustanawia Dyrektywa 2007/2/WE o Infrastrukturze Informacji Przestrzennej INSPIRE (*Infrastructure for Spatial Information in Europe*). Ważny komponent INSPIRE, z punktu widzenia implementacji Ramowej Dyrektywy Wodnej, stanowią bazy danych hydrograficznych, które w Polsce wchodzi w skład Krajowej Infrastruktury Informacji Przestrzennej. Prowadzone obecnie działania w zakresie dostosowania struktury informacji przestrzennej do wymogów INSPIRE, mają na celu harmonizację i uspołnienie baz danych z możliwością ich wykorzystania na etapie opracowań kartograficznych i bazodanowych, jak też na różnych poziomach zarządzania i ochrony środowiska przyrodniczego.

CEL I ZAKRES TREŚCI

Nowe wytyczne w zakresie zagadnień wodno-gospodarczych pojawiające się w dyrektywach i ustawach, stawiają wobec geograficznych (hydrograficznych) systemów informacji odpowiednie wymogi. W tej dziedzinie obserwuje się ścisłą zależność między ustawodawstwem, realizacją celów środowiskowych oraz pozyskiwaniem i udostępnianiem danych przestrzennych pochodzących z różnych źródeł. Założono, że realizacja celów środowiskowych określonych w Dyrektywie Wodnej, w tym zarządzanie i ochrona zasobów wodnych, jest możliwa między innymi, dzięki ustanowieniu infrastruktury informacji przestrzennej w Europie, która stanowić będzie podstawową bazę i źródło wymiany informacji o środowisku przyrodniczym.

W opracowaniu określono stan rozwoju i znaczenie bazy danych hydrograficznych oraz powstającej na ich podstawie Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000 w zakresie realizacji nowych kryteriów środowiskowych i prawnych. Zwrócono szczególną uwagę na ich miejsce w Krajowej Infrastrukturze Informacji Przestrzennej. Podkreślono znaczenie informacji o obiektach i zjawiskach wodnych w zakresie wdrażania Dyrektywy Wodnej oraz związanej z nią Dyrektywy Przeciwpowodziowej.

Wykorzystując potencjał informacyjny bazy danych hydrograficznych (mapy hydrograficznej) określono, w formie schematów aplikacyjnych, możliwość zastosowania wybranych kategorii tematycznych w waloryzacji ekohydrologicznej systemów rzecznych oraz wskazano na ich przydatność dla potrzeb zarządzania zasobami wodnymi w sytuacjach kryzysowych, zwłaszcza zagrożenia powodziowe. Zagadnienia te stanowią jedne z najistotniejszych założeń realizowanych w za-

kresie problematyki wodnej. Przedstawione przykłady nie zamykają jednak możliwości wykorzystania bazy danych hydrograficznych na różnych poziomach badań identyfikacyjnych obiektów i zjawisk wodnych oraz badań prognostycznych.

INFRASTRUKTURA INFORMACJI PRZESTRZENNEJ O ŚRODOWISKU PRZYRODNICZYM

Globalny i europejski system informacji geograficznej

Systemy Informacji Geograficznej tworzone są na różnych poziomach przestrzennych: globalnym, kontynentalnym, regionalnym i lokalnym. W ujęciu globalnym funkcjonują: Globalny System Obserwacji Ziemi „*Global Earth Observation System of Systems*” (GEOSS) oraz Globalny Monitoring i Ochrona Środowiska „*Global Monitoring for Environment and Security*” (GMES), które integrują dane (narodowe i unijne) satelitarne, morskie i naziemne, związane z koordynacją działań w zakresie monitorowania zjawisk w środowisku przyrodniczym.

W krajach Wspólnoty Europejskiej zasady tworzenia infrastruktury informacji przestrzennej, między innymi dla celów wspólnie prowadzonej polityki środowiskowej, a także w odniesieniu do polityki lub działań, które mogą mieć bezpośredni lub pośredni wpływ na środowisko zawiera Dyrektywa INSPIRE. Z kolei zakres informacji dotyczącej monitorowania, zarządzania i ochrony zasobów wodnych określa RDW, przyjmując jako docelowy sposób ich raportowania Europejski System Informacji o Wodzie WISE (*Water Information System for Europe*), który powinien być zasilany przez krajowe systemy informacji przestrzennej.

Krajowa Infrastruktura Danych Przestrzennych

Polska włącza się w funkcjonowanie systemu INSPIRE poprzez budowę Krajowej Infrastruktury Danych Przestrzennych (NSDI - *National Spatial Data Infrastructure*), którą stanowi rejestr państwowy Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii, obejmujący: mapy topograficzne, mapy tematyczne, bazy danych ogólnogeograficznych, bazy obiektów topograficznych, dane geodezyjne oraz opracowania fotogrametryczne. Na poziomie krajowym, system ten w oparciu o bazę danych ogólnogeograficznych (BDO) w skali 1: 250 000, pozwala na tworzenie danych referencyjnych regionalnych i ponadregionalnych. Na poziomie wojewódzkim wykorzystywana jest Topograficzna Baza Danych (TBD) w skali 1: 10 000 oraz mapa VmapLevel 2 w skali 1:50 000, która obecnie jeszcze stanowi materiał referencyjny dla map tematycznych: hydrograficznej i sozologicznej. Natomiast poziom powiatowy systemu informacji przestrzennej tworzą dane dotyczące ewidencji gruntów. W przyszłości zakłada się budowę nowej bazy danych referencyjnych dla map tematycznych, którą będzie prawdopodobnie VmapLevel 2 nowej edycji lub nowa Baza Danych Obiektów Topograficznych zasilana przez ortofotomapy oraz numeryczny model terenu.

Systemy informacji o środowisku przyrodniczym tworzone na różnych poziomach przestrzennych umożliwiają dostęp do danych istotnych dla monitorowania stanu zasobów wodnych oraz ich antropogenicznych przeobrażeń, jak również zapobiegania skutkom zdarzeń ekstremalnych: powodzi czy susz hydrologicznych.

HYDROGRAFICZNY SYSTEM INFORMACJI - BAZY DANYCH HYDROGRAFICZNYCH

Dane gromadzone w systemie INSPIRE dostosowane są przede wszystkim do realizacji celów w zakresie zarządzania środowiskiem przyrodniczym oraz zdarzeń mogących na nie oddziaływać (zagrożenie i ochrona). W całej strukturze systemu wyróżnia się 34 poziomy tematyczne, które obejmują dane (geo)referencyjne, tzn. dane obiektów przestrzennych określające ich położenie i służące jako odniesienie przestrzenne dla danych tematycznych (aplikacyjnych). Informacje o obiektach i zjawiskach wodnych, jako dane aplikacyjne, gromadzone są w ramach zasadniczego bloku tematycznego „*Hydrografia*” oraz pozostałych poziomów mających związek z zarządzaniem i ochroną zasobów wodnych: *Obszary chronione, Urządzenia do monitorowania środowiska, Strefy zagrożenia naturalnego, Zagospodarowanie przestrzenne, Gospodarowanie obszarem, Warunki atmosferyczne, Warunki meteorologiczno-geograficzne, Warunki oceanograficzne-geograficzne, Regiony morskie*.

Spśród opracowywanych w Polsce obecnie baz danych tematycznych, kryteria Dyrektywy INSPIRE, zakładające realizację baz danych o charakterze tematycznym w oparciu o urzędowy system referencji topograficznych, spełniają tylko dwa opracowania Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii – baza danych hydrograficznych i baza danych sozologicznych oraz tworzone na ich podstawie Mapa hydrograficzna Polski i Mapa sozologiczna Polski w skali 1: 50 000 (Graf i in., 2005; Olaszewski, 2007). Komponent tematycznej informacji przestrzennej kraju w dziedzinie środowiska wodnego stanowią również, opracowywane w skali 1: 50 000: Mapa Podziału Hydrograficznego Polski (MPHP) Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz Mapa Hydrogeologiczna Polski i Mapa Geośrodowiskowa Polski, opracowywane przez Państwowy Instytut Geologiczny. Jednak ze względu na brak odniesienia do urzędowego systemu referencji topograficznych, bazy te nie spełniają postulatów INSPIRE. Państwowy Instytut Geologiczny opracowując własne bazy danych tematycznych, funkcjonuje w strukturach INSPIRE poprzez udział we współtworzeniu technicznych przepisów implementacyjnych do dyrektywy.

Za istotny komponent opracowywanej obecnie infrastruktury informacji przestrzennej w Polsce, ze względu na specyfikę struktury, należy uznać bazę danych hydrograficznych i sozologicznych. Uspójnienie danych geometrycznych gromadzonych w bazach referencyjnych i tematycznych, ułatwiłoby analizę przestrzenną dowolnie skompilowanych danych, co konsekwencji pozwoliłoby na weryfikację założeń koncepcji zarządzania i ochrony zasobów wodnych.

MIEJSCE BAZY DANYCH HYDROGRAFICZNYCH W SYSTEMIE BADAŃ ŚRODOWISKA WODNEGO

Baza danych hydrograficznych oraz opracowywana na jej podstawie Mapa hydrograficzna Polski w skali 1: 50 000, ze względu na charakter i zakres informacji o obiektach i zjawiskach wodnych: *Topograficzne działy wodne, Wody powierzchniowe, Wyptywy wód podziemnych, Wody podziemne pierwszego poziomu, Przepuszczalność gruntów, Zjawiska i obiekty gospodarki wodnej, Punkty hydrometryczne pomiarów stacjonarnych* (Wytyczne techniczne GIS-3, 2005), może być wykorzystywana na różnych poziomach badań identyfikacyjnych i prognostycznych środowiska przyrodniczego. W wielu opracowaniach wskazuje się na jej przydatność oraz wykorzystanie w realizacji określonych zagadnień:

- ocena stanu i przemian środowiska przyrodniczego, w tym stosunków wodnych w odniesieniu do różnych układów przestrzennych, np. jednostek hydrograficznych (zlewnia, dorzecze), administracyjnych (województwo, powiat, gmina) i obszarów chronionych (Kaniecki, 2004; Jędrzychowski, Trafas, 2004; Struś, 2004; Biernat i in., 2005, 2007; Graf 2005),
- podstawa oceny dynamiki zmian środowiska wodnego oraz prowadzenia prognoz w tym zakresie (Absalon, Jankowski, 1999; Jankowski, 2004),
- inwentaryzacja obiektów hydrograficznych, np. krenologicznych (Baczyńska i in., 2004),
- przydatność np. w badaniach ekohydrologicznych rzek (Magnuszewski, 2002; Graf, 2007), dla potrzeb zarządzania zasobami wodnymi w sytuacjach kryzysowych (Graf, Olszewski, 2006), w ocenie podatności płytkich wód podziemnych na zanieczyszczenia (Graf, 2004).

W szerokim aspekcie dokonuje się oceny stanu i perspektyw rozwoju bazy danych hydrograficznych i przedstawia się koncepcje zintegrowanej bazy danych o środowisku przyrodniczym (Olszewski, Stankiewicz, 2004; Graf i in., 2005; Olszewski, 2007), zwracając uwagę na charakter poznawczy bazy danych hydrograficznych, możliwość wykorzystania jej dla celów naukowych (Bajkiewicz-Grabowska, 2005) oraz jej znaczenie użytkitarne (Graf, 2005; Krzywicki, 2005).

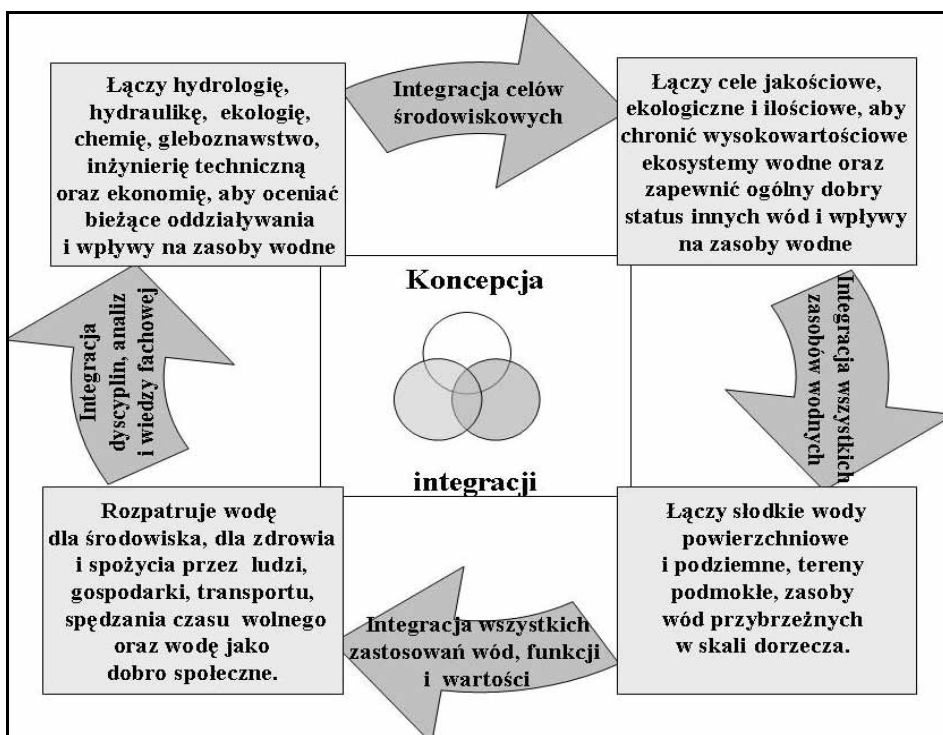
ZNACZENIE BAZY DANYCH HYDROGRAFICZNYCH W ZAKRESIE IMPLEMENTACJI RAMOWEJ DYREKTYWY WODNEJ

W zakresie polityki wodnej, zarządzania i ochrony zasobów wodnych obowiązują obecnie w Polsce wytyczne Ramowej Dyrektywy Wodnej (Dyrektywa 2000/60/WE) zaimplementowane do prawa polskiego w ustawie Prawo wodne i Prawo Ochrony Środowiska. Zasadniczym aspektem określonego celu środowiskowego jest:

- zrównoważone użytkowanie i wykorzystanie zasobów wodnych przy uwzględnieniu ich długoterminowej ochrony ilościowej i jakościowej,

- ochrona i polepszenie stanu zasobów wodnych poprzez redukcję zanieczyszczeń, co pozwoli na osiągnięcie dobrego stanu i potencjału ekologicznego wód,
- zmniejszenie i łagodzenie skutków powodzi i susz.

Podstawę założeń zrównoważonego rozwoju w dziedzinie zasobów wodnych stanowi koncepcja integracji RDW, która odnosi się do wszystkich aspektów efektywnej realizacji celów środowiskowych, poprzez łączne potraktowanie zasobów wodnych, połączenie zastosowań wód, funkcji i wartości oraz integrację dyscyplin, metod i fachowej wiedzy (rys. 1). Koncepcja integracji i harmonizacji danych o środowisku przyrodniczym stanowi również podstawowy element realizacji założeń dyrektywy o Infrastrukturze Informacji Przestrzennej INSPIRE.



Rys. 1. Koncepcja integracji według Ramowej Dyrektywy Wodnej (RDW 2000/60/WE).

Fig. 1. An integration conception according to the Water Framework Directive.

Na obecnym etapie wdrażania założeń obu dyrektyw istotną rolę pełnią bazy danych hydrograficznych. Z jednej strony wynika to z ich rangi w Krajowym Systemie Infrastruktury Przestrzennej, z drugiej strony z możliwości wykorzystania danych w tworzeniu systemów informacyjnych o elementarnych obiektach hydrograficznych czy wreszcie całych systemach zlewni, w odniesieniu do których powstają zintegrowane bazy danych łączące komponenty abiotyczne i biotyczne środowiska przyrodniczego.

Bazę danych hydrograficznych należy traktować jako system informacji wspierających realizację celu środowiskowego Ramowej Dyrektywy Wodnej w zakresie osiągnięcia przez wody dobrego stanu ekologicznego, świadczącego o ich wysokich walorach. Z kolei w zakresie analizy zagrożeń środowiska wodnego (np. dopływu zanieczyszczeń lub zagrożenia wystąpienia powodzi lub suszy) omawiana baza danych może stanowić materiał wyjściowy do identyfikacji obiektów lub stref bezpośrednio narażonych lub potencjalnie zagrożonych wystąpieniem danego zdarzenia.

Wykorzystując potencjał informacyjny bazy danych hydrograficznych (mapy hydrograficznej), przedstawiono w formie schematów aplikacyjnych, możliwość zastosowania wybranych kategorii tematycznych na poziomie:

- 1) Waloryzacji ekohydrologicznej systemu rzecznej w aspekcie ochrony zasobów wodnych (rys. 2).
- 2) Zarządzania zasobami wodnymi w sytuacjach kryzysowych, zwłaszcza zagrożenia powodziowego (rys. 3).

Założono, że zadania te, z punktu widzenia ochrony zasobów wodnych, należą do najistotniejszych w zakresie wdrażania RDW w warunkach polskich, a omawiana baza danych hydrograficznych stanowić może podstawowe źródło informacji o obiektach i zjawiskach wodnych przydatne w ich realizacji.

WALORYZACJA EKOHYDROLOGICZNA SYSTEMU RZECZNEGO - APLIKACJA BAZY DANYCH HYDROGRAFICZNYCH

Znaczenie bazy danych hydrograficznych w zakresie waloryzacji ekohydrologicznej systemu rzecznej można zaobserwować na różnych etapach analiz i wartościowania (rys. 2):

- 1) Identyfikacja cech i właściwości systemu rzecznej, która obejmuje wydzielenie z grupy elementów, które wpierają według założeń RDW, referencyjne dane biologiczne: elementy hydrologiczne z możliwością określenia stałości i okresowości funkcjonowania cieków, elementy morfologiczne i systemu zagospodarowania dolin oraz koryt rzecznych z możliwością lokalizacji systemu urządzeń hydrotechnicznych piętrzących lub regulujących przepływ oraz określeniem stopnia technicznej zabudowy koryt i skanalizowania cieku, a także wskaźniki fizyko-chemiczne wód oraz informacje o charakterze i ilości zrzutów ścieków istotne z punktu widzenia oceny jakości wód.
- 2) Określenie wskaźnika antropogenicznych przekształceń dolin rzecznych, co wiąże się z wydzieleniem elementów zagospodarowania zakłócających ich naturalne funkcje np. funkcja korytarzy ekologicznych.
- 3) Ocena antropogenicznych zaburzeń reżimu hydrologicznego cieków, które wiążą się z oddziaływaniem czynników znacząco wpływających na warunki formowania jak i wielkość odpływu np. zrzuty ścieków, pobory wody, zabudowa hydrotechniczna (rys. 2).

- 4) Typowanie stref lub odcinków dolin rzecznych spełniających określone warunki środowiskowe: cenne przyrodniczo odcinki cieków o wysokim stopniu naturalności, dla których dokonuje się oceny stanu ekologicznego oraz odcinki cieków sztucznych lub silnie zmienionych przez działania antropogeniczne, dla których dokonuje się oceny potencjału ekologicznego (zasilanie bazą danych sozologicznych).
- 5) Utworzenie dla systemu rzecznej bazy danych wyjściowych do przeprowadzenia waloryzacji ekohydrologicznej z możliwością weryfikacji i aktualizacji przyjętych założeń.



Rys. 2. Koncepcja wykorzystania bazy danych hydrograficznych w aspekcie ekohydrologicznej waloryzacji systemu rzecznej i ochrony zasobów wodnych (opracowanie własne).

Fig. 2. A conception of using the hydrographic database in the aspect of ekohydrological valorisation of the river system and water resources protection (own work).

Koncepcja integracji informacji RDW nabiera szczególnego znaczenia przy waloryzacji systemu rzecznej – ekosystemu, którego strukturę tworzą elementy abiotyczne i biotyczne: dolina, koryto, woda, biocenoza. Takie podejście stwarza podstawę do budowy modeli strukturalnych, a także modeli określających funkcje systemów rzecznych w środowisku przyrodniczym (Graf, 2007). Waloryzacja prowadzona pod kątem oceny jakości i klasyfikacji stanu ekologicznego wód, stanowi punkt wyjścia do podjęcia działań w zakresie ochrony zasobów wodnych.

ZARZĄDZANIE ZASOBAMI WODNYMI W SYTUACJACH KRYZYSOWYCH (RYZIKO POWODZI) - APLIKACJA BAZY DANYCH HYDROGRAFICZNYCH

Przydatność bazy danych hydrograficznych w zakresie wspomagania zarządzania zasobami wodnymi w sytuacjach kryzysowych, działania istotnego zwłaszcza z punktu widzenia Dyrektywy Przeciwpowodziowej, można zaobserwować na różnych poziomach analiz przyczyn i skutków wystąpienia zdarzeń ekstremalnych np. powodzi, jak również działań prowadzonych w celu ich łagodzenia i przeciwdziałania (rys. 3):



Rys. 3. Koncepcja wykorzystania bazy danych hydrograficznych w aspekcie zarządzania zasobami wodnymi – ryzyko powodzi (opracowanie własne).

Fig. 3. A conception of using the hydrographic database in the aspect of water resources management in crisis situations – the risk of flood (own work).

- 1) Charakterystyka zlewni z punktu widzenia jej predyspozycji do wystąpienia zjawisk ekstremalnych (powódzie, zalania), przy uwzględnieniu uwarunkowań środowiskowych i stopnia antropogenicznych przekształceń terenu z możliwością określenia: stopnia zurbanizowania zlewni poprzez oszacowanie udziału powierzchni nieprzepuszczalnych (gruntów antropogenicznych), stopnia zagrożenia wynikającego z możliwości wystąpienia powodzi i zalania obszaru wodami np. rzecznyymi, morskimi.

- 2) Identyfikacja zasięgu zalewów powodziowych i stref bezpośrednio zagrożonych zalaniem.
- 3) Typowanie obszarów chronionych przed zalewem poprzez wydzielenie stref potencjalnie narażonych na zalanie i podtopienie, uwzględniające lokalizację: obiektów strategicznych (np. ujęcia wód) oraz obiektów zagrażających jakości wód (oczyszczalnie ścieków, składowiska odpadów - baza danych sozologicznych).
- 4) Analiza struktury i funkcjonowania systemu ochrony przeciwpowodziowej poprzez: określenie zasięgu przestrzennego systemu zabezpieczeń z możliwością lokalizacji: wałów przeciwpowodziowych, polderów i grobli oraz ocenę systemu regulacji odpływu z możliwością identyfikacji urządzeń hydrotechnicznych i zbiorników retencyjnych (rys. 3).
- 5) Utworzenie bazy danych hydrograficznych wspierających systemy zarządzania zasobami wodnymi w sytuacjach kryzysowych z możliwością weryfikacji i aktualizacji przyjętych założeń.

Zasób informacji pozyskany na tym etapie analiz przestrzennych znajduje miejsce w systemach decyzyjnych z zakresu zapobiegania i łagodzenia skutków wystąpienia zjawisk ekstremalnych (Graf, Olszewski, 2006). Oprócz typowania stref bezpośredniego i potencjalnego zagrożenia wystąpienia powodzi, podejście to umożliwia, przy wykorzystaniu numerycznego modelu terenu, przeprowadzenie badań symulacyjnych rozprzestrzeniania strefy zalewu w danych warunkach hydrologiczno-meteorologicznych. Natomiast dla zobiektywizowania wskaźnika podatności obszaru na wystąpienie zagrożenia powodzią ze względu na uwarunkowania środowiskowe, istotne znaczenie może mieć równoległe wykorzystanie, spójnych referencyjnie, baz danych: hydrograficznych i sozologicznych.

PODSUMOWANIE

Przedstawione przykłady odnoszą się do istotnych założeń realizowanych w zakresie problematyki wodnej, nie zamykają jednak możliwości wykorzystania bazy danych hydrograficznych na różnych poziomach badań identyfikacyjnych i prognostycznych. W obu przypadkach: waloryzacji systemu rzeczno- i powodziowego oraz pojawiania się nadmiaru wody w dolinie, problem rozstrzyga się na bazie zbioru danych o samym systemie rzeczno- i powodziowym, jak również warunkach fizycznogeograficznych zlewni, których pozyskanie i przestrzenna identyfikacja są procedurą dość skomplikowaną. Określone schematy aplikacyjne podkreślają słuszność koncepcji integracji RDW w zakresie utworzenia cyfrowej bazy danych elementarnych o obiektach hydrograficznych zintegrowanych następnie na poziomie systemu zlewni.

Z analizy przydatności bazy danych hydrograficznych w realizacji określonego celu wynika, że jej potencjał informacyjny nie jest wystarczający do prowadzenia pełnych analiz przestrzennych, ale wymaga integracji z innymi bazami danych tematycznych (np. sozologiczną, geośrodowiskową). Rejestrowany wzrost znaczenia czynnika antropogenicznego w kształtowaniu środowiska wodnego oraz no-

we rozporządzenia i wytyczne powodują często dezaktualizację informacji o jego elementach. W świetle obowiązujących obecnie kryteriów środowiskowych i prawnych (RDW, DPP, Prawo wodne, Prawo ochrony środowiska) zakres tematyczny bazy danych hydrograficznych wymaga aktualizacji zarówno definicji istniejących obiektów i ich atrybutów, jak też samych komponentów, zwłaszcza w odniesieniu do nowego systemu klasyfikacji jakości i stanu ekologicznego wód oraz ich ochrony. Baza danych hydrograficznych zintegrowana z systemami informacji o środowisku przyrodniczym stanowić może istotny komponent Krajowej Infrastruktury Informacji Przestrzennej oraz zbiór danych o dużym znaczeniu utylitarnym w zakresie implementacji głównych założeń Ramowej Dyrektywy Wodnej dotyczących zarządzania i ochrony zasobów wodnych.

SUMMARY

THE SIGNIFICANCE OF THE HYDROGRAPHIC DATABASE IN THE AREA OF IMPLEMENTATION OF THE WATER FRAMEWORK DIRECTIVE

With the currently increasing degree of transformation of the water environment, there has been registered a constantly growing need for data on its structure and functioning in quasi-natural conditions, as well as those forced by the anthropogenic impact. This paper discusses the condition of development and the significance of hydrographic databases in Poland with reference to new environmental and legal criteria. Particular attention is given to hydrographic databases and the Hydrographic Map of Poland in the scale of 1:50 000 which is being created on their basis in the National Spatial Data Infrastructure. It also emphasises their meaning in the implementation of the Water Framework Directive, and the related Flood Directive and the INSPIRE Directive.

Using the current information potential of hydrographic databases (the hydrographic map), the paper presents, in the form of application diagrams, the possibility of application of selected thematic categories in the valorisation of ecohydrological river systems, and indicates their suitability for the needs of water resources management in crisis situations, especially in flood risk situations. The hydrographic database should be regarded as a system of data and information on bodies of water and water phenomena, supporting the realisation of the environmental objective of restoring the waters to a good ecological condition. In the area of water environment risk assessment (e.g. inflow of pollution or the risk of flood or drought), the discussed database can be an initial material for the identification of bodies of water or zones immediately or potentially exposed to the occurrence of a particular event. The examples presented do not block the possibility of using the hydrographic database on different levels of identification of bodies of water and water phenomena, or in the area of prognosis research.

LITERATURA

ABSALON D., JANKOWSKI A.T., 1999: *Systemy informacji geograficznej (GIS) w badaniach dorzecza Odry na przykładzie map hydrograficznych i sozologicznych*. [w:] Przewłocki J., (red.): *Problemy oczyszczania ścieków i ochrony wód w dorzeczu Odry* – 1999. Wyd. PZITS nr 777. s. 259-265.

- BACZYŃSKA A., CHOIŃSKI A., KANIECKI A., 2004: *Mapa hydrograficzna w skali 1: 50 000 jako źródło informacji o obiektach krenologicznych środkowej Wielkopolski*. [w:] *Kartografia tematyczna w kształtowaniu środowiska przyrodniczego. Materiały Ogólnopolskich Konferencji Kartograficznych*, T.25, Poznań. s. 194-208.
- BAJKIEWICZ-GRABOWSKA E., 2005: *Wykorzystanie bazy danych hydrograficznych dla celów naukowych*. [w:] *Praktyczne wykorzystanie map tematycznych: hydrograficznej i sozologicznej Polski w skali 1: 50 000*. Departament Geodezji, Kartografii i Systemów Informacji Geograficznej GUGiK, Warszawa (CD).
- BIERNAT T., CIUPA T., SULIGOWSKI R., 2005: *Możliwość oceny stanu środowiska geograficznego na podstawie Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1: 50 000*. [w:] *Strzyż M., Świercz A., (red.): Środowisko przyrodnicze jako przedmiot badań interdyscyplinarnych: teoria i praktyka*. PAEK. s. 28-29.
- BIERNAT T., CIUPA T., SULIGOWSKI R., 2007: *Rola Mapy hydrograficznej Polski w skali 1:50 000 w poznawaniu środowiska wodnego jednostki administracyjnej (na przykładzie gminy Strawczyn – Góry Świętokrzyskie)*. [w:] *Michalczyk Z., (red.): Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym. Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*. T. 7. Wyd. UMCS, Lublin. s. 80- 87.
- CIEPIEŁOWSKI A., 1999: *Podstawy gospodarowania wodą*. Wyd. SGGW, Warszawa. 326 s.
- Dyrektywa 2007/2/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z dnia 14 marca 2007 ustanawiająca infrastrukturę informacji przestrzennej we Wspólnocie Europejskiej (INSPIRE). Dziennik Urzędowy Unii Europejskiej L 108 z dnia 25 kwietnia 2007 r.
- Dyrektywa Przeciupowodziowa 2007/60/WE, Dyrektywa Parlamentu Europejskiego i Rady z dnia 23 października 2007 r. w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim. Dziennik Urzędowy L 288, 06/11/2007 P. 0027 – 0034.
- GRAF R., 2004: *Zastosowanie „Mapy hydrograficznej Polski w skali 1: 50 000 w systemie oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie*. [w:] *Kartografia tematyczna w kształtowaniu środowiska przyrodniczego. Materiały Ogólnopolskich Konferencji Kartograficznych*, T.25. Poznań. s. 219-228.
- GRAF R., 2005: *Treść Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1: 50 000*. [w:] *Praktyczne wykorzystanie map tematycznych: hydrograficznej i sozologicznej Polski w skali 1: 50 000*. Departament Geodezji, Kartografii i Systemów Informacji Geograficznej GUGiK, Warszawa (CD).
- GRAF R., KANIECKI A., OLSZEWSKI R., ŻYNDĄ S., 2005: *Rola i miejsce baz danych tematycznych GUGiK w krajowej infrastrukturze danych przestrzennych*. *Geodeta* Nr 10 (125). s. 39-42.
- GRAF R., OLSZEWSKI R., 2006: *Wykorzystanie bazy danych HYDRO dla potrzeb zarządzania zasobami wodnymi w sytuacjach kryzysowych*. *Roczniki Geomatyki* 4, 1, Kraków. s. 85-94.
- GRAF R., 2007: *Przydatność wybranych baz danych tematycznych w badaniach ekohydrologicznych systemów rzecznych*. [w:] *Medyńska-Gulij B., Kaczmarek L., (red.): Informacja geograficzna w kształtowaniu i ochronie środowiska przyrodniczego*. Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań. s. 139-149.
- JANKOWSKI A.T., 2004: *Znaczenie map hydrograficznych w ocenie dynamiki zmian środowiska wodnego*. *Dokumentacja Geograficzna* 31. Warszawa. s. 57-58.
- JĘDRYCHOWSKI I., TRAFAS K., 2004: *Zakres map tematycznych w studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego. Miasta*. [w:] *Kartografia tematyczna w kształtowaniu środowiska przyrodniczego. Materiały Ogólnopolskich Konferencji Kartograficznych*, T. 25, Poznań. s. 229-241.
- KANIECKI A., 2004: *Mapa hydrograficzna Polski w skali 1: 50 000 – ujęcie historyczne*. [w:] *Kartografia tematyczna w kształtowaniu środowiska przyrodniczego. Materiały Ogólnopolskich Konferencji Kartograficznych*, T. 25, Poznań. s. 38-47.

- KRZYWICKI W., 2005: *Praktyczne wykorzystanie map tematycznych dla potrzeb gospodarki*. [w:] *Praktyczne wykorzystanie map tematycznych: hydrograficznej i sozologicznej Polski w skali 1:50 000*. Departament Geodezji, Kartografii i Systemów Informacji Geograficznej GU-GiK, Warszawa (CD).
- MAGNUSZEWSKI A., 2002: *Systemy geoinformacyjne w badaniach ekohydrologicznych (Przykład doliny Wisły pod Płockiem)*. UW, Warszawa. s. 7-13.
- OLSZEWSKI R., STANKIEWICZ M., 2004: *Mapa sozologiczna, geośrodowiskowa i hydrograficzna czy zintegrowana baza danych o środowisku geograficznym?* [w:] *Kartografia tematyczna w kształtowaniu środowiska przyrodniczego*. Materiały Ogólnopolskich Konferencji Kartograficznych, T. 25, Poznań. s. 113-122.
- OLSZEWSKI R., 2007: *Bazy danych tematycznych – rudymet czy konstytutywny komponent infrastruktury danych przestrzennych w Polsce?* [w:] *Medyńska-Gulij B., L. Kaczmarek (red.): Informacja geograficzna w kształtowaniu i ochronie środowiska przyrodniczego*. Bogucki Wyd. Naukowe. Poznań. s. 31-41.
- Ramowa Dyrektywa Wodna 2000/60/WE, Dyrektywa Rady i Parlamentu Europejskiego z dnia 23 października 2000 r. w zakresie polityki wodnej*. Dziennik Urzędowy L 327, 22/12/2000.
- STRUŚ P., 2004: *Dobór map tematycznych dla systemu Informacji Geograficznej w parkach narodowych*. [w:] *Kartografia tematyczna w kształtowaniu środowiska przyrodniczego*. Materiały Ogólnopolskich Konferencji Kartograficznych, T. 25, Poznań. s. 242- 244.
- Ustawa z dnia 18 lipca 2001 r. Prawo wodne*. Dz. U. 2001.nr 115.poz. 1229.
- Ustawa z dnia 03 czerwca 2005 o zmianie ustawy Prawo wodne oraz niektórych innych ustaw*. Dz.U. 2005 nr 130 poz. 1087.
- Ustawa z dnia 27 kwietnia 2001 r., Prawo ochrony środowiska*. Dz. U. Nr 62, poz. 627.
- Wytyczne Techniczne GIS - 3 „Mapa Hydrograficzna Polski skala 1: 50 000, w formie analogowej i numerycznej” 2005*. Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.

Dr Renata Graf

rengraf@amu.edu.pl
Uniwersytet A. Mickiewicza
ul. Dziegiełowa 27
61-680 Poznań

CHARAKTERYSTYKA HYDROLOGICZNA I OCENA STOPNIA ANTROPOGENICZNEGO PRZEKSZTAŁCENIA ZLEWNI ŻYLICY

Agnieszka JANUS, Damian ABSALON, Andrzej T. JANKOWSKI, Marek RUMAN

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Abstrakt: Artykuł prezentuje charakterystykę elementów środowiska fizycznogeograficznego, wyniki pomiarów przepływów, temperatury, pH i przewodności właściwej w 13 punktach pomiarowych w roku hydrologicznym 2008. Zawiera także ocenę reżimu odpływu wód. Obliczono również miesięczne wielkości niesionego ładunku w poszczególnych punktach. Do oceny jakości wód wykorzystano badania Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska.

Podczas badań terenowych obserwowano działalność człowieka w dolinie. Antropogenicznymi przekształceniami były: ujęcia wód, niekontrolowane zrzuty ścieków do rzek i zmiany zabudowy w zlewni.

Słowa kluczowe: zlewnia Żylicy, przepływ, przewodność właściwa, chemizm wód.

WSTĘP

W roku hydrologicznym 2008 przeprowadzono badania przepływów i chemizmu cieków w zlewni Żylicy, a następnie dokonano oceny ilościowej i jakościowej wód. Na podstawie przeprowadzonego kartowania terenowego oraz danych instytucji publicznych dotyczących gospodarki wodno-kanalizacyjnej oceniono stopień antropogenicznego przekształcenia zlewni.

CELE I METODY PRACY

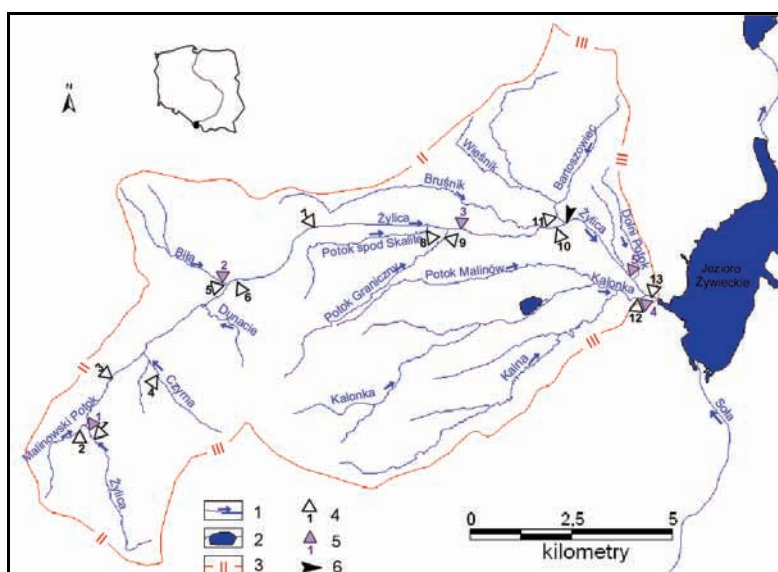
Do głównych celów pracy należy próba identyfikacji cech reżimu w zlewni Żylicy, ocena jakości wód powierzchniowych oraz stopnia antropogenicznego przekształcenia cieków. Realizacji celów dokonano metodami terenowymi i kameralnymi. W roku hydrologicznym 2008 w 13 punktach (rys. 1) dokonano pomiarów przepływu metodą punktową za pomocą młynka hydrometrycznego (w sytuacjach bardzo niskich stanów wód pomiaru dokonano metodą odcinkową czyli pływakową). W punktach tych zmierzono także temperaturę wód powierzchniowych, pH i przewodność właściwą.

W dniach 14-15.XI.2008 r. na terenie zlewni przeprowadzono kartowanie terenowe i zgodnie z *Wytycznymi technicznymi...* (2005) zinventaryzowano zjawiska

i obiekty gospodarki wodnej. W pracy wykorzystano również wyniki pomiarów chemizmu uzyskane z Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska.

LOKALIZACJA OBSZARU BADAŃ

Administracyjnie zlewnia Żylicy leży w województwie śląskim, powiecie bielskim: gmina miejska Szczyrk i gminy wiejskie: Buczkowice i Wilkowice, a także w powiecie żywieckim – gminy wiejskie: Łodygowice i Lipowa. Zgodnie z podziałem fizycznogeograficznym Polski (Kondracki, 1994) zlewnia ta leży w obrębie prowincji Karpaty (51), podprowincji Zewnętrzne Karpaty Zachodnie (561), makroregionu Beskidy Zachodnie (513.4-5), mezoregionów: Beskid Śląski (513.45), Beskid Mały (513.47) i Kotlina Żywiecka (513.46).



Rys. 1. Lokalizacja punktów pomiarowych w zlewni Żylicy:

1 – cieki wodne;
2 – zbiorniki wodne;
3 – rzędy działów wodnych;
4 – punkty pomiarowe przepływu, temperatury, odczynu i przewodności właściwej;

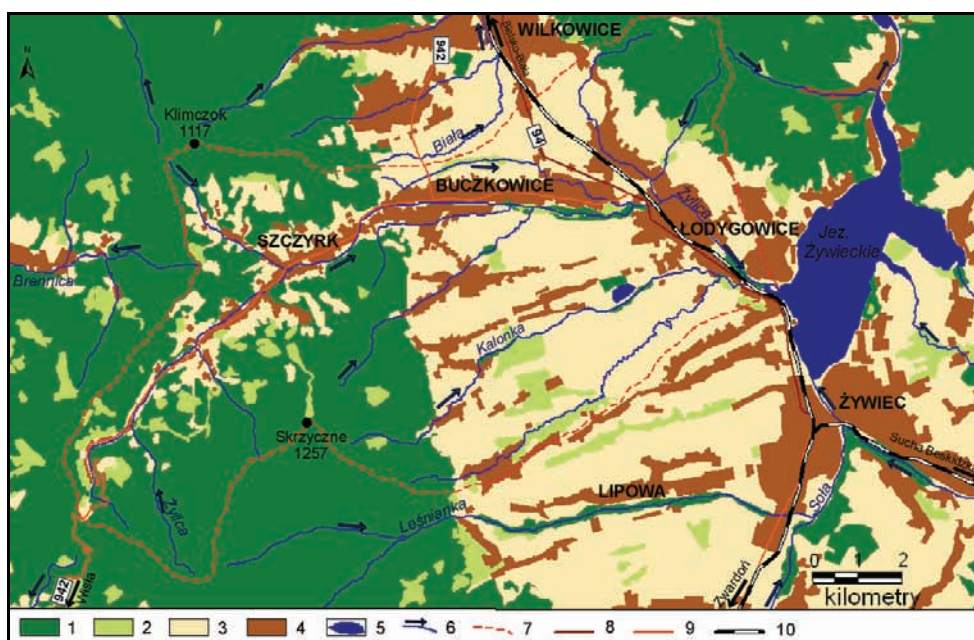
1 – Solisko Żylica;
2 – Solisko Malinowski Potok – powyżej ujścia do Żylicy;
3 – Potok Czysta – powyżej zapory;
4 – Żylica (powyżej uj-

ścia Czystej); 5 – Biała – ujście do Żylicy; 6 – Żylica (Szczyrk centrum); 7 – Żylica (poniżej Szczyrku); 8 – Potok spód G. Skalnicy – powyżej ujścia do Żylicy; 9 – Potok Graniczny – powyżej ujścia do Żylicy; 10 – Żylica w Łodygowicach – powyżej wodowskazu; 11 – Potok Bartoszewiec – powyżej ujścia do Żylicy; 12 – Kalonka – powyżej ujścia do Żylicy; 13 – Żylica – powyżej ujścia do Jeziora Żywieckiego; 5 – punkty kontrolno-pomiarowe jakości wód WIOŚ; 6 – wodowskaz.

Fig. 1. Location of measurement points in the Żylica catchment basin:

1 – river-net; 2 – water reservoirs; 3 – watershed; 4 – discharge, temperature, reaction and conductivity measurement point: 1 – Solisko Żylica; 2 – Solisko Malinowski River – below the Żylica; 3 – Czysta – above zapory; 4 – Żylica above the Czysta); 5 – Biała – river confluence to the Żylica; 6 – Żylica (in the Szczyrk city center); 7 – Żylica (below the Szczyrk); 8 – River from M. Skalnicy – above the Żylica; 9 – Graniczny River – above the Żylica; 10 – Żylica in the Łodygowice – above river-gauge station; 11 – Bartoszewiec – above the Żylica; 12 – Kalonka – above the Żylica; 13 – Żylica – above river confluence to the Żywieckie Lake; 5 – measurement control points of water quality from the Province Inspection of Environmental Protection, 6 – river-gauge station.

Rzeka Żylica jest subsekwentnym, lewostronnym dopływem Soły, będącej konsekwentnym dopływem Wisły. Początki ma stokach Malinowskiej Skały na wysokości 1050 m n.p.m., uchodzi na wysokości 342 m n.p.m. do Jeziora Żywieckiego, będącego jednym ze zbiorników zaporowych kaskady Soły (rys. 2). Jej długość wynosi 21,8 km, zaś powierzchnia jej zlewni 101,6 km². Średni spadek doliny wynosi 56,8‰ (obliczeń dokonano w oparciu o mapę topograficzną w skali 1:50 000).



Rys. 2. Zagospodarowanie powierzchni zlewni Żylicy:

1 - lasy, 2 - łąki i pastwiska, 3 - pozostałe obszary (grunty orne oraz nieużytki), 4 - tereny zabudowane, 5 - zbiorniki wodne, 6 - cieki wodne, 7 - dział wodny, 8 - drogi krajowe, 9 - drogi wojewódzkie, 10 - koleje.

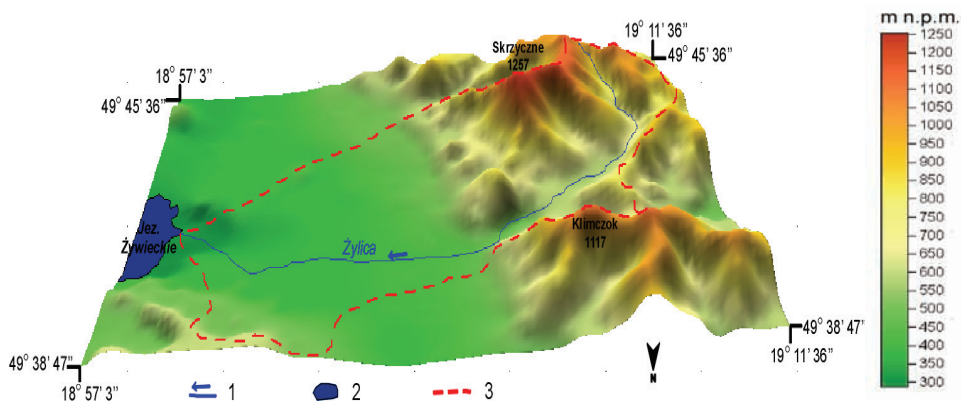
Fig. 2. Location and surface development of Żylica catchment basin:

1 - forest, 2 - meadow and pasture, 3 - another area (agriculture areas and wasteland), 4 - built-up areas, 5 - water reservoirs, 6 - river-net, 7 - watershed, 8 and 9 - main roads, 10 - railway track.

ŚRODOWISKO FIZYCZNOGEOGRAFICZNE I ZAGOSPODAROWANIE PRZESTRZENNE

Zlewnia Żylicy znajduje się w paśmie górskim Beskidów w obrębie Zachodnich Karpat Fliszowych, w regionie Śląskim Zachodnim, podregionie godulskim zbudowanym z naprzemianległych ławic piaskowców i łupków oraz w mniejszych ilościach zlepieńców, margli i wapieni, określanych jako flisz. Górna część zlewni położona jest na płaszczynie śląskiej – Beskid Śląski i Mały, dolna część zlewni

natomiast na płaszczynie podśląskiej – Kotlina Żywiecka (Unrug, 1979). Rzeźba tej części Beskidów (rys. 3) ma średniogórski charakter i jest wynikiem budowy geologicznej i odporności skał budujących tą jednostkę, a także procesów denudacji w peryglacjalnym klimacie podczas zlodowaceń i procesów erozji w czasie interglacjalów w plejstocenie (Klimaszewski, 1972).



Rys. 3. Numeryczny model terenu rzeźby zlewni Żylicy:

1 – ciek wodny, 2 – zbiorniki wodne, 3 – dział wodny.

Fig. 3. NMT of the Żylica catchment basin:

1 – river-net, 2 – water reservoirs, 3 – watershed.

Średnie roczne temperatury powietrza w zlewni wynoszą od $+4^{\circ}\text{C}$ w górnych partiach do $+8^{\circ}\text{C}$ w odcinku ujściowym. Średnia roczna suma opadów atmosferycznych w dolnych partiach zlewni wynosi 800 mm (Łodygowice), w Szczyrku 1200 mm, a w najwyższych partiach powyżej 1300 mm. Największa suma opadów przypada na miesiące letnie (40% sumy rocznej) oraz wiosenne (25%), najmniejsza na zimowe (15%) i jesienne (20%) (Atlas..., 2000; Absalon i in., 2003). Granice pięter klimatycznych przebiegają podobnie jak granice pięter roślinnych. Na terenie analizowanej zlewni w najwyższych partiach występuje regiel górny z karpackim lasem świerkowym (piętro chłodne – izoterma roku $+2^{\circ}\text{C}$) oraz regiel dolny z buczyną karpacką (piętro umiarkowanie chłodne – izoterma roku $+4^{\circ}\text{C}$) (Hess, 1965).

Wody podziemne występują w obrębie piaskowców warstw godulskich i istebniańskich jako wody szczelinowo-porowe, na głębokości od kilku do 30 m, a także w obrębie pokryw zwietrzelinowych jako wody porowe na głębokości kilku metrów (Ziemońska, 1973).

Zlewnię zamieszkuje obecnie około 30 000 osób. W tutejszych miejscowościach jest blisko 2200 obiektów noclegowych, z których przeciętnie w ciągu roku korzysta tu 72 000 osób. Największy ruch turystyczny jest w Szczyrku. W górnych partiach zlewni, na stokach górskich, największy udział zagospodarowania powierzchni przypada wciąż na lasy (rys. 2), z tym że ich powierzchnia systematycznie spada. W niższych partiach większy jest udział pól uprawnych i nieużytków (GUS, 2009).

CHARAKTERYSTYKA HYDROLOGICZNA

W roku hydrologicznym 2008 największe przepływy w większości punktów występowały zwykle zimą (listopad-grudzień) oraz wiosną (marzec-kwiecień), nieznaczny wzrost przepływów występował latem (lipiec-sierpień). Dopływem Żylicy wprowadzającym najwięcej wody do tej rzeki jest Potok Kalonka o średnim przepływie $0,27 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (tab. 1).

Tabela 1. Przepływy [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$] w badanych punktach w zlewni Żylicy w roku hydrologicznym 2008.

Table 1. List of runoff [$\text{in m}^3\cdot\text{s}^{-1}$] in measurement points in the Żylica catchment basin in hydrological year 2008.

Nr punktu	Data pomiaru											
	16.XI	14.XII	18.I	22.II	14.III	18.IV	9.V	13.VI	10.VII	21.VIII	11.IX	10.X
1	0,48	0,38	0,23	0,20	0,43	0,48	0,19	0,19	0,28	0,26	0,14	0,31
2	0,13	0,14	0,11	0,11	0,19	0,19	0,08	0,02	0,04	0,08	0,05	0,08
3	0,20	0,15	0,14	0,11	0,20	0,27	0,15	0,15	0,12	0,07	0,05	0,14
4	0,46	0,39	0,53	0,28	0,39	0,46	0,24	0,14	0,16	0,30	0,13	0,22
5	0,23	0,14	0,09	0,10	0,15	0,10	0,02	0,13	0,02	0,06	0,01	0,03
6	1,28	1,02	0,73	0,76	0,77	1,09	0,53	0,33	1,05	0,64	0,37	0,76
7	1,75	1,54	0,77	0,73	0,91	1,30	0,54	0,55	0,67	0,70	0,33	0,96
8	0,12	0,10	0,03	0,08	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04
9	0,16	0,11	0,09	0,09	0,06	0,08	0,01	0,004	0,05	0,01	0,00	0,06
10	2,13	1,57	1,91	0,69	1,09	1,06	0,57	0,31	1,03	0,77	0,24	1,01
11	0,31	0,25	0,10	0,15	0,16	0,20	0,16	0,06	0,15	0,14	0,06	0,06
12	0,66	0,63	0,25	0,15	0,29	0,27	0,12	0,08	0,35	0,13	0,06	0,29
13	2,39	2,64	1,58	0,83	1,11	2,50	0,68	0,32	1,31	0,82	0,31	1,21

Średnie przepływy roczne w profilu pomiarowym Żylica-Łodygowice wyniosły $1,03 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, co odpowiada średnim i średnio niskim stanom wód (SSQ i NSQ) w tym punkcie, ustalonym dla wielolecia 1972-1986. Przepływ minimalny wyniósł tu $0,24 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, a maksymalny zmierzony $2,13 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, będąc wartością pośrednią między NIWQ a WSQ z wielolecia (Absalon, 1991).

Porównując roczny rozkład przepływów w zlewni z sezonowym rozkładem odpływu oraz rozkładem odpływów w wieloleciu, można dokonać próby zaklasyfikowania reżimu rzek w zlewni. Zgodnie z klasyfikacją I. Dynowskiej (1972) reżim Żylicy można określić jako niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem i drugorzędnym wezbraniem wczesnozimowym oraz deszczowo-gruntowo-śnieżnym zasilaniem.

Temperatury wód powierzchniowych w badanych punktach nie wskazują na występowanie sytuacji anormalnych, ich roczny przebieg jest charakterystyczny dla rzek górskich w naszym klimacie i nie sugeruje wprowadzania większej ilości podgrzanych ścieków do rzek (tab. 2).

Odczyn wód w zlewni (tab. 3) w większości przeprowadzonych analiz mieścił się w granicach wartości typowych dla wód rzecznych, czyli od 6,8 do 8,5, które wykazują częściej odchylenie pH w kierunku alkaliczności względem wód obojętnych.

Tabela 2. Temperatura wód powierzchniowych [°C] w punktach pomiarowych w roku hydrologicznym 2008.**Table 2.** Temperature of water [°C] in measurement points in hydrological year 2008.

Nr punktu	Data pomiaru												T _{sr}
	16.XI	14.XII	18.I	22.II	14.III	18.IV	9.V	13.VI	10.VII	21.VIII	11.IX	10.X	
1	4,1	5,1	5,0	4,4	3,9	6,2	7,5	9,2	9,6	10,3	10,3	8,1	7,0
2	4,0	3,5	4,9	4,3	3,9	6,6	8,9	9,8	10,3	10,7	11,5	8,6	7,3
3	3,3	2,3	4,5	4,0	3,9	7,5	9,2	10,7	11,3	12,6	12,5	9,1	7,6
4	3,4	3,4	5,0	4,6	4,2	6,8	9,1	11,0	10,7	12,0	11,8	8,8	7,9
5	3,9	3,0	5,5	4,7	5,3	9,5	11,9	14,3	14,4	15,9	15,4	10,3	9,5
6	3,4	3,4	5,3	4,7	5,3	8,0	11,4	13,7	13,7	15,3	14,2	10,1	9,0
7	4,0	2,2	5,4	4,9	4,7	7,9	11,1	14,2	14,3	14,7	14,2	10,4	9,0
8	4,7	2,7	4,9	4,1	3,9	8,4	9,5	13,0	14,0	14,4	13,4	11,3	8,7
9	3,4	1,8	4,5	3,5	3,1	7,8	9,8	13,6	14,6	15,1	–	11,2	8,0
10	3,4	2,2	4,7	3,7	3,2	6,4	10,2	15,7	14,1	14,6	14,2	10,5	8,6
11	3,7	2,4	4,8	3,7	3,8	6,7	8,9	14,3	14,0	14,0	13,2	11,0	8,4
12	3,1	1,9	3,9	3,1	3,3	6,7	10,1	14,5	14,7	14,2	12,7	10,8	8,3
13	3,3	3,0	3,6	3,0	3,2	6,0	8,8	14,5	13,2	14,5	13,4	10,3	8,1

– brak wody (– any water).

Tabela 3. Odczyn wód powierzchniowych w badanych punktach pomiarowych w roku hydrologicznym 2008.**Table 3.** pH of water in measurement points in 2008.

Nr punktu	Data pomiaru												
	16.XI	14.XII	18.I	22.II	14.III	18.IV	9.V	13.VI	10.VII	21.VIII	11.IX	10.X	
1	6,67	6,48	6,99	7,07	7,15	7,28	7,50	7,32	7,46	7,05	6,61	7,40	
2	7,14	7,08	7,08	7,21	7,33	7,05	7,74	7,58	7,54	7,33	7,01	7,71	
3	7,14	7,68	6,90	7,10	7,30	7,69	7,72	7,72	7,53	7,50	7,08	7,78	
4	7,50	9,80	7,10	7,29	7,47	7,42	7,77	7,93	7,63	7,42	7,16	7,56	
5	7,50	6,91	7,24	7,37	7,50	7,73	8,27	8,14	7,74	7,76	7,69	7,98	
6	7,54	6,90	7,42	7,42	7,41	7,96	8,08	7,75	7,54	7,68	7,54	7,69	
7	7,24	7,41	7,50	7,47	7,44	7,54	7,85	7,80	7,64	7,54	7,35	7,60	
8	7,28	7,20	7,47	7,40	7,33	7,63	7,45	7,04	7,37	7,22	6,66	7,36	
9	7,37	7,01	7,64	7,62	7,60	7,79	7,79	7,45	7,45	7,57	–	7,80	
10	7,17	7,12	7,65	7,56	7,46	7,43	8,17	8,03	7,62	7,65	7,38	7,77	
11	7,15	7,40	7,27	7,30	7,33	7,68	7,58	7,70	7,64	7,43	6,85	7,59	
12	7,27	7,80	7,60	7,53	7,45	7,64	7,74	7,42	7,48	7,84	7,23	7,85	
13	6,67	7,14	7,40	7,36	7,31	7,27	8,02	7,72	7,48	7,87	6,72	8,01	

– brak wody (– any water).

Badania przewodnictwa właściwego w zlewni (tab. 4) pozwalają wyciągać wnioski, iż najczystsze wody spływają z górnych jej partii (punkt Żylica-Solisko ze średnią roczną przewodnością 74,5 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Potoki odwadniające tereny zagospodarowane mają większe wartości C_{25} , co wskazuje na zwiększoną mineralizację. Najbardziej zanieczyszczonym był potok Kalonka (średnia roczna 337,3 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Żylica zbierając zanieczyszczenia ze zlewni wykazuje w punkcie ujściowym średnio 197,6 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. W miesiącach zwiększonego przepływu obserwuje się często zmniejszenie wartości przewodności, co wynikać może z większego rozcieńczenia, lecz nie musi oznaczać zmniejszenia niesionego przez rzekę ładunku (tab. 5).

Tabela 4. Przewodność właściwa [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] punktów pomiarowych w roku hydrologicznym 2008.**Table 4.** Conductivity [$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$] in measurement points in hydrological year 2008.

Nr punktu	Data pomiaru											
	16.XI	14.XII	18.I	22.II	14.III	18.IV	9.V	13.VI	10.VII	21.VIII	11.IX	10.X
1	70	76	72	70	65	80	73	81	70	80	86	73
2	144	235	223	220	138	192	148	205	155	146	149	121
3	101	105	100	95	88	98	100	114	99	116	115	97
4	103	116	111	124	87	111	92	119	96	97	102	87
5	118	156	148	166	96	142	142	179	137	146	181	114
6	182	163	155	148	101	125	122	144	127	124	133	109
7	123	125	119	148	102	124	124	147	127	129	143	111
8	202	229	218	188	178	219	212	205	216	223	200	226
9	168	160	153	160	151	173	195	206	200	220	–	193
10	153	150	143	165	130	146	150	181	161	166	183	140
11	206	244	232	186	194	231	236	274	247	245	275	200
12	322	339	324	329	288	323	339	365	359	362	359	340
13	226	277	225	225	152	167	183	224	190	188	228	166

– brak wody (– any water).

Tabela 5. Miesięczna wielkość niesionego ładunku [$\text{g } 10^6/\text{miesiąc}$] w poszczególnych punktach pomiarowych (przy założeniu, że zmierzone wartości są zbliżone do średnich miesięcznych).**Table 5.** Concentration of loads for a month ($\text{g } 10^6/\text{month}$) in measurement points (to assume the concentration are like average of month).

Nr punktu	Miesiące												Suma
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
1	54	46	27	22	45	62	23	25	31	33	19	36	423
2	30	54	39	40	42	58	18	7	9	19	13	16	345
3	32	25	22	17	29	43	24	27	18	12	9	22	280
4	76	72	94	57	55	83	35	26	24	47	21	30	620
5	43	34	21	25	22	22	5	36	5	14	3	6	236
6	374	267	181	180	125	219	104	77	215	128	78	133	2081
7	346	310	147	174	150	259	107	129	138	144	75	170	2149
8	39	36	9	23	6	15	5	2	5	11	3	13	167
9	42	29	23	22	14	21	3	1	16	4	0	19	194
10	524	377	438	182	227	248	137	91	266	205	71	227	2993
11	101	96	39	44	51	72	60	27	58	54	27	20	649
12	340	341	128	77	132	141	63	44	204	76	35	161	1742
13	867	1176	571	301	271	671	199	116	401	247	115	321	5256

Pod względem składu chemicznego wód powierzchniowych (WIOŚ, 2008) cieki w zlewni można zliczyć do stosunkowo czystych. Wartości takich wskaźników, jak: tlen rozpuszczony, ChZT_{Cr} , ogólny węgiel organiczny, amoniak, azot amonowy, azot Kjeldahla, fosforany, fosfor ogólny, siarczany, chlorki, fluorki, arsen, bar, bor, chrom ogólny, cynk, kadm, miedź, ołów, fenole i wielopierścieniowe węglowodory aromatyczne odpowiadają w roku hydrologicznym 2008 normom czystości klasy 1. Wskaźniki takie jak: zawiesina ogólna, BZT_5 , azotany, azot azotanowy, azotyny, ołów, liczba bakterii coli fekalnych i ogólna liczba bakterii coli nie przekraczały w niektórych miesiącach oraz najczęściej na Żylicy w Solisku wartościom dopuszczalnym dla klasy 1. Z drugiej strony wartości dopuszczalne były przekraczane najczęściej w wodach Kalonki.

WPŁYW ANTROPOPRESJI NA STOPIEŃ PRZEKSZTAŁCENIA RZEKI

Rzeka Żylica jest w większości jej biegu uregulowana. Zabudowa koryta na znacznym odcinku sprowadza się do technicznej regulacji brzegów i dna koryta. Ze względu na wiek urządzeń regulacyjnych, które pojawiły się tu w latach 60. XX wieku wiele z nich jest porośniętych roślinnością (Bolesta, 1962).

Zabudowa chroniąca drogi i mosty jest najczęściej szczelna i wykonana z kamienia oraz betonu. Szczelna obudowa kamienna i betonowa koryta cieku (żłoby) pojawia się poniżej zapory przeciwrumowskiej na Potoku Czysta oraz na jego lewobrzeżnym dopływie, który w odcinku ujściowym do Czystej jest ciekim przykrytym, na Potoku Biła (od zapory przeciwrumowskiej do ujścia do Żylicy), na Żylicy w okolicach ujęcia wód powierzchniowych przedsiębiorstwa Aqua S.A., a także fragmentarycznie na potokach dopływających do Żylicy w obrębie zwartej zabudowy miejskiej Szczyrku i Łodygowic. Żylica w Szczyrku ma umocnione koryto za pomocą płyt i bloków ażurowych, które umożliwiają kontakt wody z podłożem.

Jako elementy zabudowy technicznej znajdujące się w zlewni Żylicy wymienić można również korekcie progowe, zapory przeciwrumowskie oraz zastawki. Zapory przeciwrumowskie mają za zadanie hamowanie ruchu rumowiska w korycie, zmniejszenie spadku podłużnego i prędkości przepływu rzeki (Jankowski, Stęchły, 1996; Wołoszyn i in., 1994). W zlewni znajdują się też obiekty powierzchniowej retencji wody, zwykle w formie małych, prywatnych stawów. Przykładem są rybne stawy hodowlane na prawym brzegu Kalonki. Na większości dopływów oraz odcinkami na Żylicy koryto nie jest zabudowane i porośnięte zbiorowiskami leśnymi (łęgowymi).

Na terenie zlewni Żylicy znajduje się kilka ujęć wód powierzchniowych. Największe usytuowane jest na 15,8 km rzeki Żylicy, w Szczyrku Górnym. Stacja Uzdatniania Wody w Szczyrku nadzorowana jest przez przedsiębiorstwo wodociągowe Aqua S.A. Największe pobory wód odnotowuje się tu w sezonie zimowym i letnim, co jest ściśle związane z turystycznymi funkcjami Szczyrku. Za gospodarkę wodociągowo-kanalizacyjną na terenie zlewni Żylicy odpowiedzialne są dwie firmy: Aqua S.A. z Bielska-Białej oraz Miejskie Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji Spółka z o.o. w Żywcu.

Na terenie zlewni zlokalizowano kilka punktów zrzutu ścieków do wód powierzchniowych (komunalne, deszczowe i przemysłowe). Największą ilość ścieków odprowadzała do Żylicy oczyszczalnia ścieków w Rybarzowicach, która została zamknięta w 2004 roku z powodu nie spełniania wymogów ochrony środowiska Unii Europejskiej. Powstała tu przepompownia ścieków odprowadzająca je do oczyszczalni w Bielsku Białej – Komorowicach.

PODSUMOWANIE

Zlewnia Żylicy leży w obrębie dorzecza Soły i Wisły. Zlewnia ta zamieszkiwana jest przez około 30000 osób, a liczba turystów tu przebywających w ciągu roku

wynosi ponad dwukrotnie więcej. Położenie fizycznogeograficzne tego obszaru wraz ze sposobem jego zagospodarowania mają wpływ na kształtowanie warunków spływu wód powierzchniowych. Duży udział powierzchni zabudowanych o utrudnionej infiltracji wód w dnie doliny, zabudowa hydrotechniczna koryt potoków oraz wylesianie górnych partii zlewni przyczyniają się do przyspieszania prędkości przepływu wód w rzekach. Skutkować to może wzrostem fal powodziowych oraz wydłużaniem się stanów niżówkowych. Wartości przepływów potoków cechują się też częstą zmiennością. Reżim Żylicy określić można jako niewyrównany o deszczowo-gruntowo-śnieżnym zasilaniu.

Na stan jakości wód w rzekach mają wpływ głównie zrzuty ścieków pochodzenia komunalnego, gdyż nadal duży jest udział gospodarstw nie podłączonych do kanalizacji, a także deszczowego i przemysłowego. Najczystsze wody w zlewni występują w górnym biegu Żylicy, na którym zlokalizowano ujęcie wód powierzchniowych. Najbardziej zanieczyszczone wody są w odcinku ujściowym Żylicy i na jej głównym dopływie – Potoku Kalonka. Jakość wód w ostatnim dwudziestolecu ulega poprawie dzięki stopniowej rozbudowie sieci wodociągowo-kanalizacyjnej i ograniczeniu ilości ścieków wprowadzonych do wód. Zagrożeniem natomiast jest postępująca w coraz wyższe partie stoków górskich zabudowa mieszkaniowa bez dostępu do kanalizacji oraz duży ruch turystyczny.

SUMMARY

HYDROLOGICAL CHARACTERISTICS AND ESTIMATION OF THE DEGREE OF ANTHROPOGENIC TRANSFORMATION OF THE ŻYLICA CATCHMENT BASIN

Żylica river is example of mountain catchment basin. Żylica river is a left-bank tributary of the Soła (fig. 1 and 3). Article show characteristic of the elements of the geographical environment, results of the discharge (table 1), temperature (table 2), pH (table 3) and conductivity (table 4) research in 13 measurement points (fig. 1) in hydrological year 2008. There is also estimate the regime of water circulation in the runoff. To count also concentration of loads in the measurement points (table 5). In the estimation of water quality has been used research from the Province Inspection of Environmental Protection.

During field research was observed the man's activity in the valley. Anthropogenic transformations are like spring intakes, uncontrolled sewage discharge directly to rivers and changes of development on the catchment basin (fig. 2).

LITERATURA

- ABSALON D., 1991: *Podstawowe cechy reżimu odpływu wód w zlewni Żylicy*. Geographia. Studia et dissertationes. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, nr 1143. T. 15, Uniwersytet Śląski. Katowice. s. 9-27.
- ABSALON D., JANKOWSKI A. T., LEŚNIOK M., 2003: *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000*. Arkusze M-34-74-D Skoczów, M-34-75-C Bielsko-Biała, M-34-86-D Wisła, M-34-87-A Węgierska Góra, Główny Geodeta Kraju, Geopol, Poznań.

- Atlas klimatu województwa śląskiego*. 2000. IMiGW, Katowice.
- BOLESTA W., 1962: *Gospodarka wodna w dolinie Soły*. Wierchy, Organ PTTK. Wydawany przez Komisję Turystyki Górskiej Zarządu Głównego PTTK. Rok Trzydziesty Pierwszy. PWN, Kraków. s. 176-183.
- Dane archiwalne Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska*. Delegatura Bielsko-Biała, 2008.
- Główny Urząd Statystyczny. 2009. www.stat.gov.pl
- HESS M., 1965: *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*. Zeszyty Naukowe UJ, CXV. Prace Geograficzne, z. 11, Kraków. 267 s.
- JANKOWSKI A.T., STĘCHŁY J.A.M., 1996: *Zagospodarowanie cieków*. [w:] Gutry-Korycka M., Werner-Więckowska H., (red.): *Przewodnik do hydrograficznych badań terenowych*. PWN, Warszawa. s. 220-239.
- KLIMASZEWSKI M., 1972: *Geomorfologia Polski. Polska Południowa. Góry i wyżyny*. T. 1. PWN, Warszawa. 385 s.
- KONDRACKI J., 1994: *Geografia Polski. Mezoneiony fizyczno-geograficzne*. PWN, Warszawa. 340 s.
- UNRUG R., 1979: *Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem*. *Przewodnik geologiczny*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa. 274 s.
- WOŁOSZYN J., CZAMARA W., ELIASIEWICZ R., KRĘŻEL J., 1994: *Regulacja rzek i potoków*. Wydawnictwo Akademii Rolniczej, Wrocław. 549 s.
- Wytyczne techniczne GIS-3. Mapa hydrograficzna Polski*. 2005. Skala 1:50 000. W formie analogowej i numerycznej. Główny Geodeta Kraju, Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa. 40 s.
- ZIEMOŃSKA Z., 1973: *Stosunki wodne w Polskich Karpatach Zachodnich*. IG PAN, Prace Geograficzne, nr 103. Zakład Narodowy im. Ossolińskich. Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk. 127 s.

Mgr Agnieszka Janus

agajanus@tlen.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

Dr Damian Absalon

damian.absalon@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

Prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

andrzej.jankowski@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

Dr Marek Ruman

marek.ruman@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

CHARAKTERYSTYKA CHEMICZNA EKSTREMALNYCH EPIZODÓW OPADOWYCH W HORNSUNDZIE (SPITSBERGEN)

Krystyna KOZIOŁ¹, Wiesława Ewa KRAWCZYK²

¹Studenckie Koło Naukowe Geografów Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec

²Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Abstrakt: W ostatnich trzech dekadach XX i na początku XXI wieku w Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie coraz częściej występują ekstremalne epizody opadowe. W niniejszej pracy sprawdzano ich wpływ na charakterystykę chemiczną opadów w tym miejscu.

Przeanalizowano 21 epizodów opadowych o sumach opadu od 18,5 do 58,2 mm. Odczyn tych opadów zawierał się pomiędzy 4,2 a 5,6. Przewodność elektryczna właściwa była niewielka (średnia ważona PEW opadu ekstremalnego wyniosła $39,3 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), ale zmienna zależnie od zdarzenia. Wystąpiła silna i istotna statystycznie korelacja między PEW próbek i stężeniem w nich jonów Cl^- , Na^+ and Mg^{2+} .

Badane epizody opadowe występowały najczęściej przy napływie powietrza znad Eurazji, ale również znad Ameryki Północnej i znad morskich obszarów wokół bieguna północnego. Średnie stężenia i ładunki siarczanów nie z soli morskiej (nss-siarczanów) były wyższe od tych stwierdzonych w sezonach letnich 2000 i 2001.

Opady ekstremalne mają dużą zdolność wypłukiwania jonów z atmosfery. Przeciętne badane zdarzenie ekstremalne dostarczało do powierzchni terenu $512 \text{ kg}\cdot\text{km}^{-2}$ jonów (suma ładunków: Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-}). Połowę z tej sumy stanowiły jony chlorkowe.

Procesy wymywania w atmosferze były obserwowane podczas zdarzenia 10/11.08.2009. Zwiększona intensywność deszczu wzmacniała wtedy efekt wypłukiwania. Zanotowano również silny spadek pH w jednej z trzygodzinnych próbek, pobieranych podczas trwania opadu, spowodowany przez zakwaszający wpływ azotanów. Mógł to być efekt transportu zanieczyszczeń produkowanych przez statki morskie.

Słowa kluczowe: opady ekstremalne, skład chemiczny opadów, Spitsbergen, Hornsund.

WSTĘP

Położenie Polskiej Stacji Polarnej na południu archipelagu Svalbard, nad fiordem Hornsund, powoduje, że jest to pierwsze miejsce wybrane do badania depozycji zanieczyszczeń z opadów atmosferycznych na drodze mas powietrza napływających znad północnej Eurazji.

Opady atmosferyczne w Hornsundzie wykazują w ostatnich 3 dekadach XX wieku tendencję do coraz częstszego występowania epizodów ekstremalnych. T. Niedźwiedź (2002) zauważył wyraźny wzrost częstości wysokich maksimów dobowych opadu w ostatniej dekadzie XX wieku (w perspektywie okresu 1978-2000), wzrosła również liczba dni z opadem $\geq 10 \text{ mm}$ oraz suma opadów pochodząca z takich epizodów. Badając trwałość tego trendu, przez poddanie ocenie liczby dni, sumy opadu i udziału opadów ekstremalnych w sumie rocznej w okresie 1979-2006, E. Łupikasa

(2007) otrzymała wzrost wszystkich trzech charakterystyk dotyczących opadu ekstremalnego. Za opad ekstremalny przyjęła ona opad o sumie przekraczającej wartość progową, zdefiniowaną jako 90 i 95 percentyl. Sumy te, wyznaczone na podstawie liczby dni z opadem $\geq 1,0$ mm, wynosiły dla okresu rocznego odpowiednio 10,6 mm i 14,2 mm dla 90 i 95 percentyla.

Zarówno T. Niedźwiedź (2002), jak i E. Łupikasa (2007), zauważyli istotną tendencję do występowania opadu ekstremalnego w Hornsundzie w sytuacjach synoptycznych z napływem powietrza z południa i południowego zachodu. T. Niedźwiedź i E. Łupikasa (2002) wskazują, że opady powyżej 20 mm w okresie 1978-2000 występowały w ponad 5% dni z sytuacjami cyrkulacyjnymi Sc i SWc.

Z kierunków tych napływa również najwięcej zanieczyszczeń antropogenicznych nad Spitsbergen. W. E. Krawczyk i in. (2002) wykazali, że w sytuacji SWc najczęściej występowały opady o obniżonym odczynie. Opady letnie w 2002 roku w Calypsobyen położonym nad fiordem Bellsund, na północ od Hornsundu, wykazywały najsilniejsze zanieczyszczenie antropogeniczne w sytuacjach z adwekcją znad Europy. Najwyższy opad tego lata (27 mm, 25.08.2002) cechowało najniższe pH i najwyższe stężenia nss-siarczanów (nss=non sea salt – nie pochodzących z soli morskiej) oraz azotanów (Krawczyk i in., 2008).

Głównym czynnikiem kształtującym skład chemiczny opadów atmosferycznych w Hornsundzie jest jednak aerozol morski (Krawczyk i in., 2002). Sól morską jest higroskopijna, stąd może stanowić jądra kondensacji opadu.

CELE BADAŃ

Celem pracy jest analiza składu chemicznego opadów z epizodów ekstremalnych w Hornsundzie. Na tej podstawie można określić ładunki jonów dostarczanych wraz z opadem na powierzchnię terenu w rejonie południowego Spitsbergenu oraz szacować udział jonów pochodzenia antropogenicznego.

W pracy tej poszukujemy odpowiedzi na następujące pytania: Czy zwiększenie intensywności opadów ekstremalnych wiąże się ze zwiększonymi ładunkami zanieczyszczeń, docierającymi do powierzchni terenu? Jakie rozmiary przybiera ich zakwaszający wpływ na środowisko? Czy zmiany obiegu wody w atmosferze mogą wpłynąć również na charakterystykę chemiczną wód powierzchniowych na Spitsbergenie?

Wyniki opracowania pozwolą również na rozpatrywanie wpływu stężenia aerozolu morskiego w powietrzu atmosferycznym na wysokość opadu.

METODY BADAŃ

W pracy wykorzystano wyniki programu obserwacji środowiskowych Polskiej Stacji Polarnej im. Stanisława Siedleckiego w Hornsundzie. Próby opadu atmosferycznego pobierano do polipropylenowego leja sedymentacyjnego o powierzchni zbior-

czej 0,25 m², zainstalowanego na poziomie 2 m nad poziomem gruntu, ustawionego w odległości około 700 m na północny wschód od budynku stacji (współrzędne 77°00,386'N, 15°33,178'E). W bezpośrednim sąsiedztwie leża zamontowano również deszczomierz Hellmanna, przy pomocy którego mierzona jest wysokość pobieranego opadu, co pozwala wiarygodnie oszacować ładunek jonów dostarczanych przez opad na powierzchnię terenu.

Bezpośrednio po pobraniu prób wykonano pomiary przewodnictwa elektrycznego właściwego (PEW) oraz pH opadu w laboratorium chemicznym Polskiej Stacji Polarnej. W opadach pobranych latem 2000 po raz pierwszy wykonano pełne analizy chemiczne, oznaczając stężenia kationów (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺) oraz anionów (F⁻, Cl⁻, NO₂⁻, Br⁻, NO₃⁻, PO₄³⁻, SO₄²⁻) metodą chromatografii jonowej (Krawczyk i in., 2002). Badania te kontynuowano w Laboratorium Hydrochemii Krasowej Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego do roku 2005. Po wyposażeniu Stacji Polarnej w dwa chromatografy jonowe Metrohm IC 761 analizy chemiczne opadów wykonywane są na Spitsbergenie, wkrótce po pobraniu próbki, co umożliwia m.in. dokładne oznaczenie stężenia jonu amonowego NH₄⁺. Szczegółowy opis wykonywanych analiz przedstawiono w pracy W. E. Krawczyk i in., (2008).

Ze zbioru danych z lat 2001-2008 wybrano 27 wiarygodnych analiz 21 zdarzeń opadowych o wysokościach większych niż 18,5 mm.

Wiarygodność analiz sprawdzono przy pomocy obliczeń bilansu jonowego i bilansu przewodnictwa. Zgodnie z zaleceniami amerykańskiego programu badania depozycji atmosferycznych (National Atmospheric Deposition Program – NADP, 2002), przyjęto za dopuszczalny błąd przewodnictwa w zakresie od -40 do + 10%. Błędy bilansu jonowego powinny wynosić między -15 a +15%, z wyjątkiem opadów o zawartości jonów poniżej 100 μmol·L⁻¹, w których dopuszcza się błędy do ±30%. Dopuszczono jednak do analizy dane epizodów, które nie spełniały powyższych wymogów, jeżeli istnieje prawdopodobieństwo, że wyższe błędy wynikają z rozpuszczenia drobnego pyłu atmosferycznego (np. CaCO₃) w następstwie zakwaszenia próbki do oznaczenia kationów. Błąd bilansu przyjmie wtedy wyższe wartości dodatnie, wzrośnie także błąd przewodnictwa.

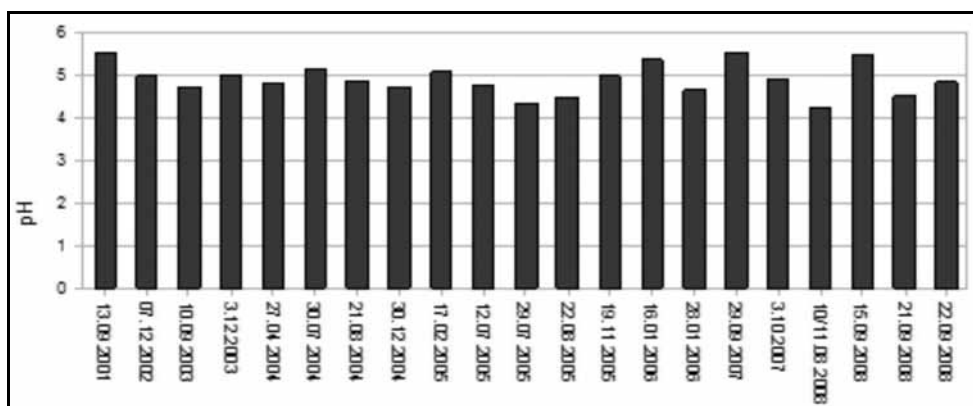
Błędy przewodnictwa w niektórych próbkach zaakceptowano, biorąc pod uwagę ich wartość bez uwzględnienia stężenia jonu wodorowego, inaczej niż w regułach NADP (2002). Wykonane oznaczenia nie pozwalają bowiem zróżnicować w bilansowaniu jonów częściowo zdysocjowanych od całkowicie zdysocjowanych. Ich przewodnictwa równoważnikowe nie są równe, ponadto jony wodorowe nie występują samodzielnie, nie wnoszą swojego przewodnictwa równoważnikowego do bilansu.

Obliczeń składników nie pochodzących z soli morskich (nss) dokonano w oparciu o współczynniki dla średniego składu wody morskiej (Stumm, Morgan, 1996). Kierunki napływu mas powietrza podczas opadu i siedmiodniowe trajektorie wsteczne ruchu mas powietrza rozpoznano za pomocą programu FLEXTRA opracowanego przez A. Stohla (Stohl i in. 1995, Stohl, Seibert 1998) i udostępnionego na stronie Norweskiego Instytutu Badań Atmosfery NILU <http://tarantula.nilu.no/trajectories/>. Program ten kreśli trajektorie dla lokalizacji Hornsund dla 4 terminów na dobę.

WYNIKI BADAŃ

Wybrano 21 zdarzeń opadowych, które zachodziły najczęściej w czasie krótszym od doby. Wydarzenie opadowe z 10 i 11 sierpnia 2008 analizowano szczegółowo, pobierając w okresie najbardziej intensywnych opadów próbkę co trzy godziny. Wysokości opadu podczas badanych epizodów wahały się od 18,5 do 58,2 mm. Średnia wysokość opadu podczas badanych zdarzeń wynosiła 27,1 mm.

Opady te charakteryzowały się średnim ważonym $pH=4,75$, wskazującym na ich zanieczyszczenie antropogeniczne. Średnie ważone PEW tych opadów wynosiło $39,32 \mu S \cdot cm^{-1}$ i było zbliżone do średniej z sezonu letniego ($37,3 \mu S \cdot cm^{-1}$) oraz znacznie niższe od średniej dla sezonu zimowego ($75,4 \mu S \cdot cm^{-1}$) – wartości dla sezonów podano w oparciu o średnią z lat 1990-2004/2005 (Głowacki, 2007). Wartości pH zawierały się między 4,2 a 5,6 (rys. 1). Najniższymi wartościami pH cechowały się opady deszczu występujące w okresie lata.



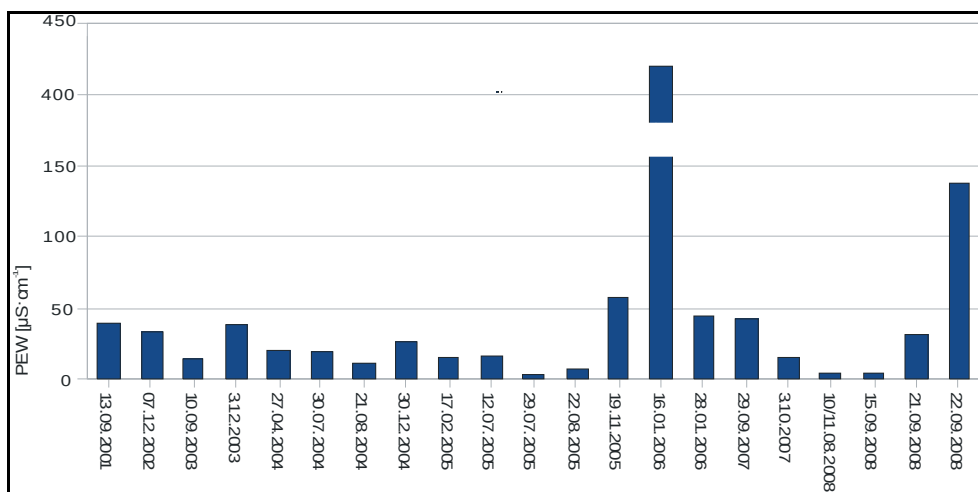
Rys. 1. Odczyn wody opadowej podczas badanych zdarzeń.

Fig. 1. The pH of precipitation events.

Przewodnictwo elektryczne właściwe próbek (rys. 2) wahało się w szerokim zakresie, od $3,45 \mu S \cdot cm^{-1}$ (29.07.2005) do $417 \mu S \cdot cm^{-1}$ (16.01.2006). PEW poszczególnych próbek wykazywało silne i wysoce istotne statystycznie ($p \leq 0,001$) korelacje ze stężeniem jonów sodowych, chlorkowych i magnezowych, nawet po eliminacji epizodu o bardzo wysokim PEW, który mógłby fałszować obraz zależności. Bez jego udziału współczynniki wynosiłyby odpowiednio 0,82, 0,76 i 0,72. Tak silne zależności są charakterystyczne dla przeważającego udziału soli morskich w składzie chemicznym wody opadowej (rys. 3).

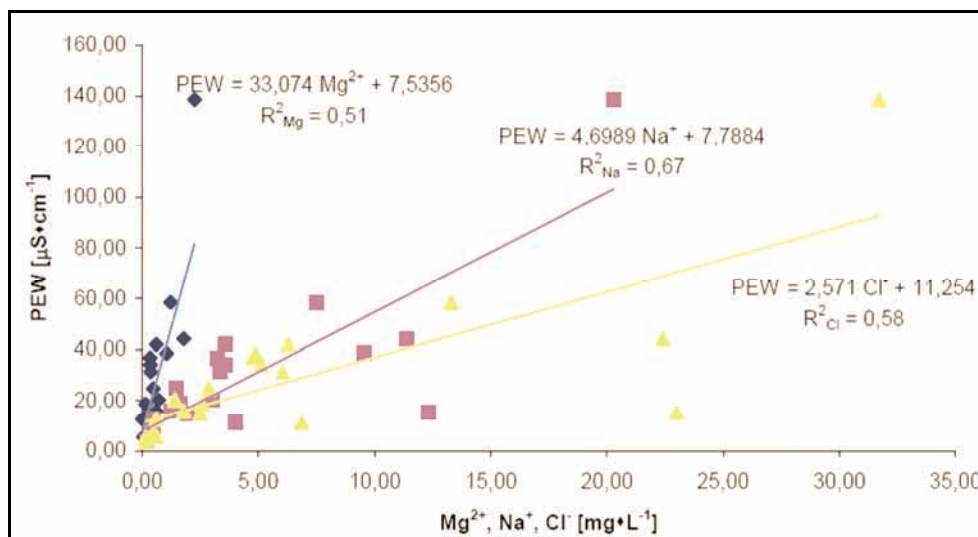
Jony siarczanowe VI w opadach atmosferycznych mogą pochodzić również ze źródeł naturalnych: są składnikiem aerozoli morskich oraz wynikiem utleniania siarczku metylowego produkowanego przez glony na powierzchni mórz. Dlatego do oszacowania antropogenicznego udziału siarczanów w opadzie konieczne jest odjęcie siarczanów pochodzenia morskiego (nss). Ładunki nss-siarczanów (VI) przyniesione

przez badane opady zawierały się w zakresie od 0 do 126 kg/km² (rys. 4). Ładunki te nie wykazały istotnej korelacji z PEW opadu, natomiast ich współczynnik korelacji z wysokością opadu wynosił 0,52 i był istotny statystycznie na poziomie $p \leq 0,005$. Oznacza to, że napływające nad Spitsbergen masy powietrza są dość zasobne w nss-siarczany (VI), a zwiększony opad wypłukuje je skuteczniej z atmosfery.



Rys. 2. Przewodnictwo elektryczne właściwe wody opadowej podczas badanych zdarzeń.

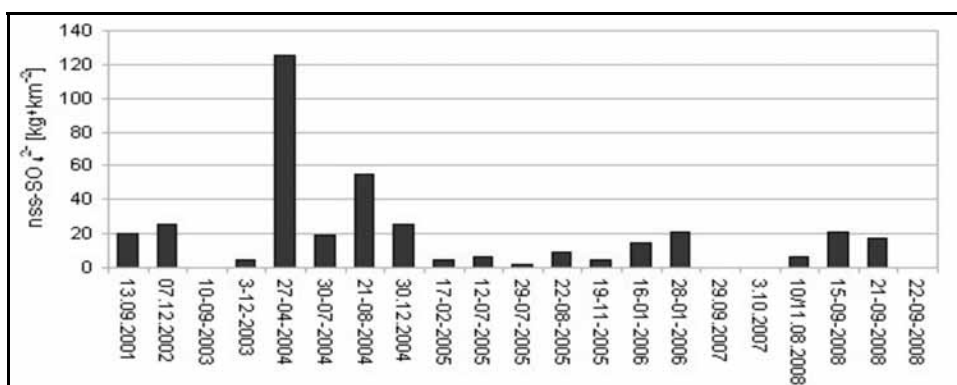
Fig. 2. Specific electric conductivity (PEW) of the precipitation events.



Rys. 3. Zależność PEW opadu od stężenia jonów Cl⁻, Mg²⁺ i Na⁺.

Fig. 3. Relation between specific electric conductivity (PEW) and concentration of ions: Cl⁻, Mg²⁺ and Na⁺.

Porównano również średnie stężenie nss-siarczanów (VI) w badanych opadach ekstremalnych ($0,67 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) ze stężeniem w opadach z sezonów letnich 2000 ($0,48 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$) i 2001 ($0,28 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$; Głowacki i in., 2002). Wartości te wskazują, że opad ekstremalny ma wyższe średnie stężenie nss-siarczanów niż przeciętnie w sezonie letnim. Zimą zanieczyszczenie przeciętnego opadu może być większe, w związku ze zjawiskiem *arctic haze* (Shaw, 2003).



Rys. 4. Ładunki nss-siarczanów (VI) w badanych opadach.

Fig. 4. Non sea salt sulfate loads (in $\text{kg}\cdot\text{km}^{-2}$) during investigated precipitation episodes.

Średni ładunek nss-SO₄²⁻ w opadzie ekstremalnym przekraczał $18 \text{ kg}\cdot\text{km}^{-2}$, podczas gdy w całym sezonie letnim 2000 wynosił on $153 \text{ kg}\cdot\text{km}^{-2}$, a w sezonie letnim 2001 – zaledwie $43 \text{ kg}\cdot\text{km}^{-2}$. Jeden opad ekstremalny jest w stanie dostarczyć prawie połowy całkowitego ładunku nss-SO₄²⁻ w ciągu całego sezonu.

Spośród badanych 21 epizodów, aż 17 odpadów zaszło przy bezpośrednim napływie powietrza z południowego zachodu, 3 z południa i 1 z południowego wschodu. Rzadko jednak siedmiodniowe trajektorie wsteczne mas powietrza wyznaczone przez program FLEXTRA przechodziły przez najbardziej istotne dla Arktyki obszary źródłowe zanieczyszczeń (według J. M. Pacyny, 1995) – znad północnego Uralu i Syberii powietrze napłynęło podczas 5 na 21 zdarzeń. Jak twierdzą W. E. Krawczyk i P. Głowacki (2008), dla zanieczyszczonych opadów zimowych w Hornsundzie typowy jest napływ powietrza znad Europy środkowej i północnej – dla 9 spośród badanych opadów trajektorie wsteczne mas powietrza zaczynały się lub przechodziły przez Europę. Dla 5 opadów wystąpiła adwekcja znad uprzemysłowionych obszarów Ameryki Północnej. Ponieważ niektóre sytuacje wykazywały pochodzenie powietrza z więcej niż jednego z wymienionych źródeł, aż 8 z 21 zbadanych opadów nie wiązało się z adwekcją z obszaru źródłowego silnych zanieczyszczeń antropogenicznych.

Wysoki opad może przyczyniać się do intensywnego wypłukiwania zanieczyszczeń (nie tylko antropogenicznych) z atmosfery. Średnio jeden epizod opadu ekstremalnego przynosił na powierzchnię terenu łącznie $512 \text{ kg}\cdot\text{km}^{-2}$ podstawowych jonów (Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-}). Ładunki poszczególnych opadów wahały się

w szerokich granicach, od 26 kg·km⁻² (10.09.2003) do 3847 kg·km⁻² (16.01.2006). Oba te opady miały zbliżoną wysokość (18,6 i 21,5 mm). Dla porównania, latem 2000 roku dotarło do powierzchni ziemi wraz opadem 1930 kg·km⁻² jonów.

Ładunki jonów sodowych przynoszonych przez opady ekstremalne zawierały się w granicach od 4 do 1348 kg·km⁻², chlorkowych natomiast od 3,5 do 1998 kg·km⁻². Średnio na jeden opad ekstremalny przypadało 166 kg·km⁻² jonów Na⁺ i 245 kg·km⁻² Cl⁻. Jony sodowe z przeciętnego opadu ekstremalnego stanowiłyby jedną czwartą ładunku jonów Na⁺ przyniesionych przez opady sezonu letniego 2000 (679 kg·km⁻²), a jony chlorkowe – odpowiednio nieco poniżej jednej trzeciej ładunku Cl⁻ (795 kg·km⁻²).

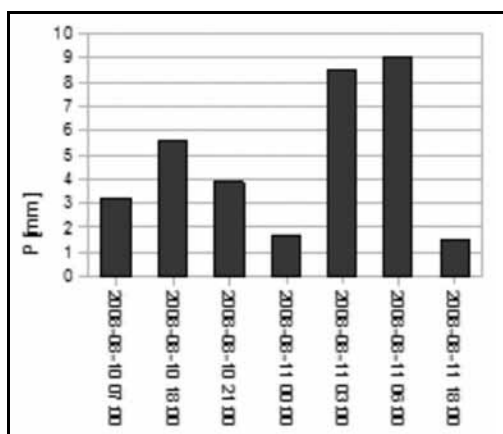
CHARAKTERYSTYKA WYBRANEGO ZDARZENIA OPADOWEGO

Aby zbadać przebieg wypłukiwania zanieczyszczeń z atmosfery podczas obfitego opadu, szczegółowo opróbowano wydarzenie opadowe z 10 i 11.08.2008. Deszcz rozpoczął się w nocy z 9 na 10 sierpnia. Do godziny 7 UTC do powierzchni ziemi dotarło 3,2 mm opadu. W nocy powietrze docierało do Hornsundu z okolic bieguna północnego, ponad Morzem Grenlandzkim. Sytuacja taka trwała do wieczora 10.08, przy czym o godzinie 10 UTC trajektoria wsteczna mas powietrza wskazuje już na bezpośredni napływ powietrza z zachodu, a o 16 UTC – z południowego zachodu, choć powietrze to pochodziło wciąż z okolic podbiegunowych. Ta zmiana kierunku napływu powietrza zaznaczyła się występowaniem ciągłego i intensyfikującego się opadu od około godziny 13 UTC.

Do godziny 18 UTC w deszczomierzu zebrano 5,6 mm opadu. Następnie mierzono wysokość opadu co trzy godziny – o 21 UTC zanotowano 3,9 mm, o 0 UTC 11.08 – 1,7 mm, a w następnych dwóch okresach: trzygodzinnym i czterogodzinnym – aż 8,5 mm i 9 mm. Po godzinie 7 UTC pobrano jeszcze próbkę zbiorczą za kolejne 11 godzin, choć opad trwał w rzeczywistości tylko do około 11 UTC. Ostatnia wysokość cząstkowa to 1,5 mm, co daje sumaryczną wysokość opadu w ciągu całego badanego epizodu 33,4 mm (rys. 5).

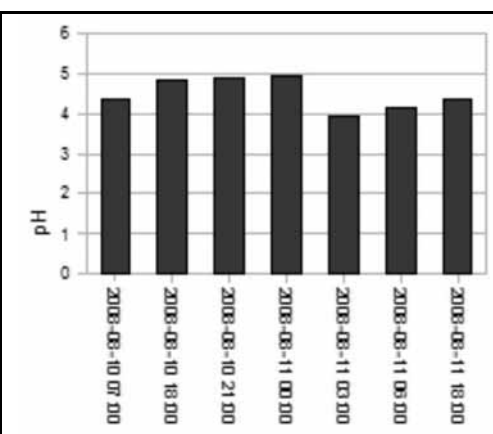
W nocy z 10 na 11.08.2008 nad Hornsund zaczęło napływać powietrze znad Grenlandii. Przed południem 11.08 łączyło się nad południowym Spitsbergenem powietrze znad Grenlandii i z okolic Ziemi Franciszka Józefa. Bezpośredni kierunek, z którego nastąpiła adwekcja tego powietrza, to południowy zachód.

Podczas tego wydarzenia pH opadu stopniowo wzrastało, a następnie – po 0 UTC 11.08 – spadło znacznie i utrzymywało się już na poziomie niższym od 4,4 (rys. 6). Końcowa próbka z tego wydarzenia miała podobne pH jak początkowa, a opad miał w czasie ich zbierania podobną intensywność (3,2 mm w ciągu pół doby i 1,5 mm w ćwierć doby). Co ciekawe, najniższe wartości pH wystąpiły przy największej intensywności opadu, co świadczy o obecności czynników zakwaszających o znacznym stężeniu. Ich odczyn był w znikomym stopniu zobojętniany przez alkaliczny pył skalny, gdyż ten został już wypłukany z atmosfery podczas początkowych etapów opadu.



Rys. 5. Wysokość opadu w poszczególnych etapach zdarzenia 10/11.08.2008.

Fig. 5. Precipitation totals of the particular parts of August 10/11, 2008 event.



Rys. 6. Odczyn poszczególnych części opadu z wydarzenia 10/11.08.2008.

Fig. 6. Precipitation pH of the particular parts of August 10/11, 2008 event.

Obniżenie pH wiązało się ze wzrostem PEW. Kwaśne środowisko sprzyjało rozpuszczeniu drobnego pyłu atmosferycznego, stąd podwyższone stężenia jonów nss-magnezu i nss-potasu w najbardziej kwaśnej próbce oraz jonów nss-wapnia w drugiej części epizodu opadowego. Próbką zebrana między 0 a 3 UTC zawierała najwięcej azotanów (V), stąd prawdopodobnie jej najniższe pH. Różnice w stosunku do pozostałych próbek są znaczne, gdyż wystąpiło tu 0,9 mg L^{-1} jonów azotanowych (V), podczas gdy w próbkach: poprzedzającej i następnej – poniżej 0,1 mg L^{-1} . Obecność azotanów świadczy raczej o zanieczyszczeniach z bliskiego transportu, co dobrze koreluje z kierunkiem napływu mas powietrza znad Morza Grenlandzkiego. Tlenki azotu, które były prekursorem jonów azotanowych (V) mogły pochodzić ze spalania paliw silnikowych w statkach. Z takim pochodzeniem wilgoci opadowej pozostaje w zgodzie niezbyt wysokie stężenie nss-siarczanów (VI) (od 0 do około 0,35 mg L^{-1}), najwyższe na początku opadu, najniższe zaś w okresie największej jego intensywności. Siarczany w opadzie są więc już znacznie rozcieńczone, a ich pochodzenie może być bardziej związane z glonami morskimi produkującymi siarkowodór niż z emisjami antropogenicznymi.

Na przykładzie zmienności stężenia jonu chlorkowego w poszczególnych próbkach opadu można zaobserwować efekt wymywania aerozolu (w tym przypadku morskiego) z atmosfery podczas trwania opadu. Istnienie takiego efektu wskazali S. Yamagata i inni (2008), na podstawie badań przeprowadzonych w Ny Alesund na północy Spitsbergenu. W rozpatrywanym zdarzeniu opadowym największy efekt wymywania aerozolu osiągnęła pierwsza porcja, jednak dalszy przebieg nie jest typowy. Około godziny 0 UTC nastąpił wzrost stężenia jonów Cl^- w opadzie, nie sięgający jednak wartości początkowej. W trakcie opadu nastąpił prawdopodobnie wzrost stężenia aerozolu morskiego, spowodowany zmianą kierunku napływu powietrza. Jednocześnie nastąpił spadek intensywności opadu, co sprzyjało zatęże-

niu roztworu soli morskiej w wodzie opadowej. Podobne przyczyny mógł mieć podrzędny wzrost stężenia chlorków w końcowej fazie zdarzenia.

Ładunek jonów chlorkowych przyniesionych przez kolejne porcje opadu spadał natomiast niemal przez cały czas jego trwania, z wyjątkiem próbki z godziny 3 UTC, dokumentującej nagły wzrost intensywności opadu. W ciągu 3 godzin spadło wtedy na powierzchnię terenu $3,1 \text{ kg} \cdot \text{km}^{-2}$ jonów chlorkowych, podczas gdy w poprzednich 3 godzinach – $1,5 \text{ kg} \cdot \text{km}^{-2}$. Kolejna porcja równie intensywnego opadu przyniosła tylko $1,8 \text{ kg} \cdot \text{km}^{-2}$.

WNIOSKI

Analiza składu chemicznego opadów ekstremalnych wykazała, że mają one znaczny udział w sumarycznym ładunku jonów dostarczanych przez opady do powierzchni terenu w Hornsundzie. Wykazują przy tym wyższe zakwaszenie, a także stężenia i ładunki nss-siarczanów niż przeciętny opad w dotychczas publikowanych danych. Duża masa wody i znaczna intensywność opadu przyczyniają się do większego pochłaniania przez opad atmosferycznych zanieczyszczeń pyłowych rozpuszczalnych i kropel roztworów. Dlatego opady te przynoszą również znacznie większe ogólne ładunki jonów niż przeciętnie przypada na opad w Hornsundzie.

Zakwaszone i obfite opady mogą przyczynić się w istotny sposób do zakwaszenia wód powierzchniowych i zwiększenia denudacji chemicznej. Za ich sprawą wzrasta zanieczyszczenie tej części Arktyki. Działalność opadów ekstremalnych może odgrywać istotną rolę w dystrybucji zanieczyszczeń, powodując wypadanie z powietrza atmosferycznego cząstek zawieszonych w obszarach południowych wybrzeży wysp arktycznych, najsilniej eksponowanych na wpływ intensywnych opadów.

Podziękowania

Materiały do pracy zostały zebrane w Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie podczas Wypraw Polarnych Instytutu Geofizyki PAN na Spitsbergen: XXIV-XXXI. Autorki dziękują Norweskiemu Instytutowi Badań Atmosfery NILU za możliwość wykorzystania programu FLEXTRA. K. Koziół dziękuje Dyrekcji Instytutu Geofizyki PAN za możliwość odbycia praktyki w Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie latem 2008 roku.

SUMMARY

CHEMICAL CHARACTERISTICS OF EXTREME PRECIPITATION EPISODES AT HORNSUND, SVALBARD

At the Polish Polar Station in Hornsund, Svalbard the extreme precipitation episodes tend to occur more and more often during the last three decades of the 20th and the beginning of the 21st century. Their influence on chemical characteristics of precipitation water as a whole was investigated here.

21 precipitation episodes with totals between 18,5 and 58,2 mm were analysed. Their pH ranged between 4,2 and 5,6 (fig. 1). Specific electric conductivity was rather low (v/w mean $SpC=39,32 \mu S \cdot cm^{-1}$), but differentiated in separate events (fig. 2). There was strong and statistically important correlation between SpC and Cl^- , Na^+ and Mg^{2+} concentrations (fig. 3).

The precipitation events occurred mostly with advection from Eurasia, but also from North America and marine polar region. Non sea salt (nss) sulphate concentrations and loads were on the average higher in those precipitation events than in the summer seasons of 2000 and 2001 (fig. 4).

The extreme precipitation events have a strong ability to wash out ions from the atmosphere. An average precipitation event deposited in Hornsund $512 kg \cdot km^{-2}$ of ions (sum of Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-}), half of this load were chlorides. The washout process was observed during the event on August 10/11, 2008, when growing intensity of the rain (fig. 5) was conducive to strengthening of the washout. There was also a short (3 hours) intense drop of pH during the event, connected with acidifying influence of nitrates (fig. 6). It may have been a result of short transport of pollutants from the ship emissions.

LITERATURA

- GŁOWACKI P., 2007: *Rola procesów fizyczno-chemicznych w kształtowaniu struktury wewnętrznej i obiegu masy lodowców Spitsbergenu*. Publikacje Instytutu Geofizyki PAN. Tom monograficzny M-30 (400), IGF PAN, Warszawa. 147 s.
- GŁOWACKI P., KRAWCZYK W. E., NIEDŹWIEDŹ T., 2002: *Precipitation in Hornsund (SW Spitsbergen) in summers of 2000 and 2001 – its chemistry and influence of atmospheric circulation*. [w:] *The complex investigations of the Spitsbergen nature*. International Conference Proceedings, Apatity. s. 112-116.
- KRAWCZYK W. E., BARTOSZEWSKI S. A., SIWEK K., 2008: *Rain water chemistry at Calypso-byen, Svalbard*. Polish Polar Research, 29, 2. s. 149-162.
- KRAWCZYK W. E., GŁOWACKI P., NIEDŹWIEDŹ T., 2002: *Charakterystyka chemiczna opadów atmosferycznych w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen) latem 2000 r. na tle cyrkulacji atmosferycznych*. Polish Polar Studies, Poznań. s. 187-202.
- KRAWCZYK W. E., GŁOWACKI P., 2008: *The scavenging of atmospheric pollutants by snowfall at Hornsund, Svalbard*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU2008-A-05632, EGU General Assembly 2008.
- ŁUPIKASZA E., 2007: *Wieloletnia zmienność występowania ekstremów opadowych w Hornsundzie (Spitsbergen) i ich związek z cyrkulacją atmosfery*. Problemy Klimatologii Polarnej, 17. s. 87-103.
- ŁUPIKASZA E., NIEDŹWIEDŹ T., 2002: *Wpływ cyrkulacji na opady atmosferyczne w Hornsundzie*. Polish Polar Studies, Poznań. s. 203-216.
- NADP, 2002: *Quality Assurance Plan*. Central Analytical Laboratory, Version 1.3. Illinois State Water Survey, 74.
- NIEDŹWIEDŹ T., 2002: *Wpływ cyrkulacji atmosfery na wysokie opady w Hornsundzie (Spitsbergen)*. Problemy Klimatologii Polarnej, 12. s. 65-75.
- SHAW G., 2003: Arctic haze. [w:] *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. Elsevier Science Ltd., s. 155-159.
- STOHL A., SEIBERT P, 1998: *Accuracy of trajectories as determined from the conservation of meteorological tracers*. Quarterly Journal – Royal Meteorological Society, 124. s. 1465-1484.

- STOHL A., WOTAWA G., SEIBERT P., KROMP-KOLB H., 1995: *Interpolation errors in wind fields as a function of spatial and temporal resolution and their impact on different types of kinematic trajectories*. *Journal of Applied Meteorology*, 34. s. 2149-2165.
- STUMM W., MORGAN J., 1996: *Aquatic chemistry. Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters*. Wiley, New York, 1022.
- YAMAGATA S., KOBAYASHI D., OHTA S., MURAO N., SHIOBARA M., WADA M., YABUKI M., KONISHI H., TAMANOUCI Y., 2008: *Properties of aerosols and their wet deposition in the Arctic spring during ASTAR2004 at Ny-Alesund, Svalbard*. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 8. s. 16097-16121.

Lic. Krystyna Koziol

xkrysia@interia.pl
Studenckie Koło Naukowe Geografów
Uniwersytetu Śląskiego
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

Dr Wiesława Ewa Krawczyk

wieslawa.krawczyk@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

ZRÓŻNICOWANIE WIELKOŚCI EKSPORTU SUBSTANCJI BIOGENICZNYCH W ZLEWISKU ZATOKI PUCKIEJ

Zuzanna KRAJEWSKA, Robert BOGDANOWICZ

Katedra Hydrologii, Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Abstrakt: Celem pracy była analiza zróżnicowania wielkości eksportu substancji biogenicznych w zlewniach największych cieków zlewiska Zatoki Puckiej. Badania przeprowadzono w latach hydrologicznych 2006 - 2007. Na ich podstawie stwierdzono, że największym eksportem związków azotu cechowała się zlewnia Redy i Zagórskiej Strugi, natomiast związków fosforu - zlewnia Płutnicy. Spowodowane to było zróżnicowaniem wielkości odpływów jednostkowych oraz różnicami w użytkowaniu terenu pomiędzy poszczególnymi zlewniami.

Słowa kluczowe: ciek, eksport substancji biogenicznych, Zatoka Pucka.

WSTĘP

Od kilkudziesięciu lat wiele uwagi poświęca się jakości wód rzecznych, potamicznemu transportowi substancji biogenicznych, jak również jakości wód odbiorników. Zainteresowanie to wynika z rosnącego zanieczyszczenia i postępującej eutrofizacji wód związanej m.in. z eksportem substancji biogenicznych. Wielkość i zmienność eksportu uzależniona jest od wielu czynników, wśród których szczególne miejsce zajmuje sposób użytkowania zlewni (Bogdanowicz, 2004; Melcer, Olejnik, 2006; Sojka i in., 2008; Solovey, 2008). Różne formy użytkowania terenu w inny sposób oddziałują na eksport substancji biogenicznych. Podczas gdy tereny leśne cechują się niskim eksportem, to obszary intensywnie wykorzystywane rolniczo charakteryzują się wysokim ładunkiem jednostkowym azotu i fosforu.

Dotychczas, systematyczne badania dotyczące transportu oraz eksportu substancji chemicznych w strefie brzegowej i ich zmienności, prowadzono przede wszystkim w profilach ujściowych Odry i Wisły, a także największych rzek przymorskich (Bogdanowicz, 2004). Dlatego też cel poniższej pracy stanowiło określenie wpływu wywieranego przez sposób zagospodarowania zlewni na wielkość eksportu substancji biogenicznych w mniejszych ciekach, o powierzchni zlewni nie przekraczającej 500 km².

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Zatoka Pucka jest niedużym przybrzeżnym akwenem południowego Bałtyku. Jej zlewisko (908,8 km²), odwadniane w około 80% przez Redę, Zagórską Strugę, Płutnicę i Gizdepkę, znajduje się w dorzeczu rzek Przymorza (Cyberski, 1993). Cechą charakterystyczną tej jednostki hydrograficznej są m.in. wysokie wartości odpływów jednostkowych, jak również występowanie wezbrań wczesną wiosną (Krajewska, Bogdanowicz, 2009). W latach hydrologicznych 2006-2007 badane cieki różniły się między sobą zarówno wielkością i zmiennością przepływów, jak i wysokością odpływów jednostkowych. Wspólną cechą cieków było występowanie kulminacji przepływu w marcu. Miesiącami z najniższymi wartościami przepływów były lipiec i sierpień, a jedynie w przypadku Gizdepki zanotowano styczniowe minimum. Ciekami o najwyższych wartościach odpływu jednostkowego oraz przepływu była Reda, natomiast najniższe ich wartości cechowały Gizdepkę (tab. 1).

Tabela 1. Wybrane charakterystyki cieków.

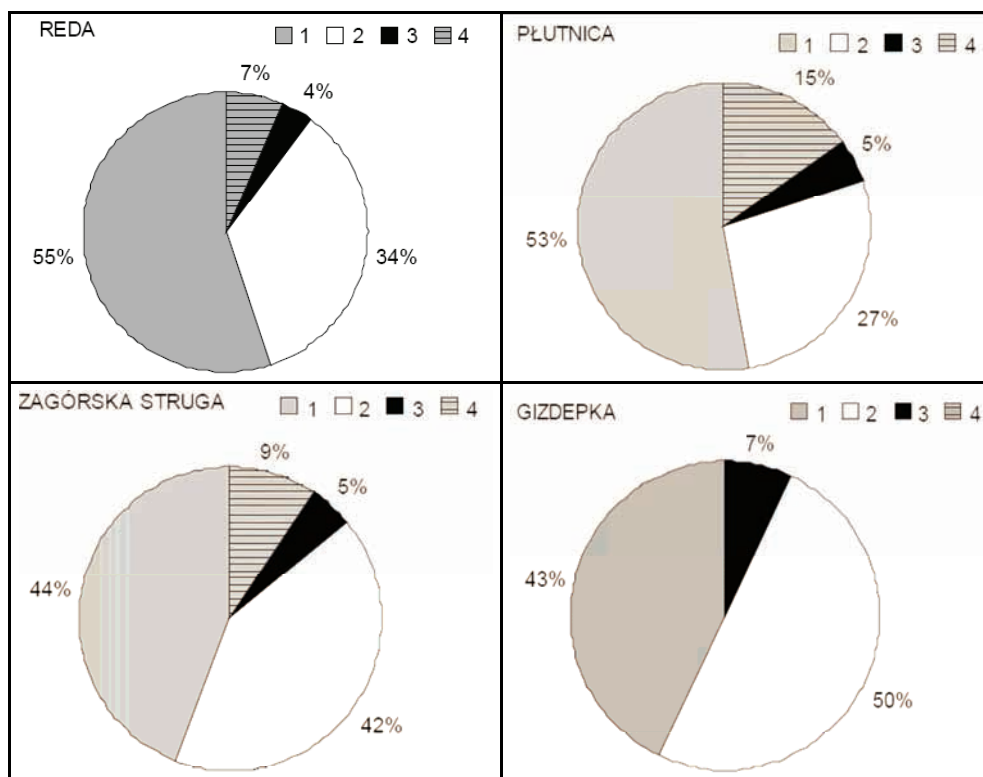
Table 1. Selected characteristics of streams.

Ciek	Powierzchnia zlewni	Średni przepływ z okresu 2006-2007 [m ³ ·s ⁻¹]			Średni odpływ jednostkowy z okresu 2006-2007 [dm ³ ·s ⁻¹ ·km ⁻²]		
		rok	półrocze		rok	półrocze	
			zimowe	letnie		zimowe	letnie
Reda	485,5	4,820	5,581	4,056	9,9	11,5	8,3
Zagórska Struga	105,2	0,940	1,150	0,730	8,9	10,9	6,9
Płutnica	84,0	0,718	0,928	0,492	8,5	11,1	5,9
Gizdepka	37,2	0,178	0,208	0,148	4,8	5,6	3,9

Największą część omawianego zlewiska zajmuje zlewnia Redy (tab.1). Rzeka ta drenuje wysoczyznę Pojezierza Kaszubskiego oraz część Pradoliny Redy-Łeby. Drugim pod względem wielkości ciekami zlewiska jest Zagórska Struga, także odwadniająca obszary wysoczyznowe, a w ujściowym odcinku fragment Pradoliny Redy-Łeby. Zlewnia Płutnicy obejmuje płaskie dno Pradoliny Płutnicy, południowy skłon Kępy Swarzewskiej oraz północne skłony Kępy Puckiej i Starzyńskiej. Najmniejszym z badanych cieków jest Gizdepka, która odwadnia południowy skłon Kępy Puckiej.

Dominującą formą użytkowania terenu badanych zlewni są obszary wykorzystywane rolniczo. Największy ich udział cechuje zlewnię Płutnicy, a następnie Redy (rys. 1). Nieznacznie mniejsze powierzchnie zajmują lasy, których największy udział w powierzchni dorzecza stwierdzono w zlewni Gizdepki. Najmniejszą leśistością cechuje się zlewnia Płutnicy (rys. 1).

Ważnym elementem struktury hydrograficznej są obszary o wymuszonym obiegu wody, jakie występują w zlewniach Redy, Zagórskiej Strugi oraz Płutnicy. W dolinie Płutnicy funkcjonuje polder Puckie Błota, natomiast odcinki ujściowe Redy i Zagórskiej Strugi ujęte zostały w poldery Rekowo i Mrzezino (Krajewska, Bogdanowicz, 2009).



Rys. 1. Procentowy udział poszczególnych form użytkowania w powierzchni zlewni:
1 – użytki rolne, 2 – lasy, 3 – obszary zurbanizowane, 4 – poldery.

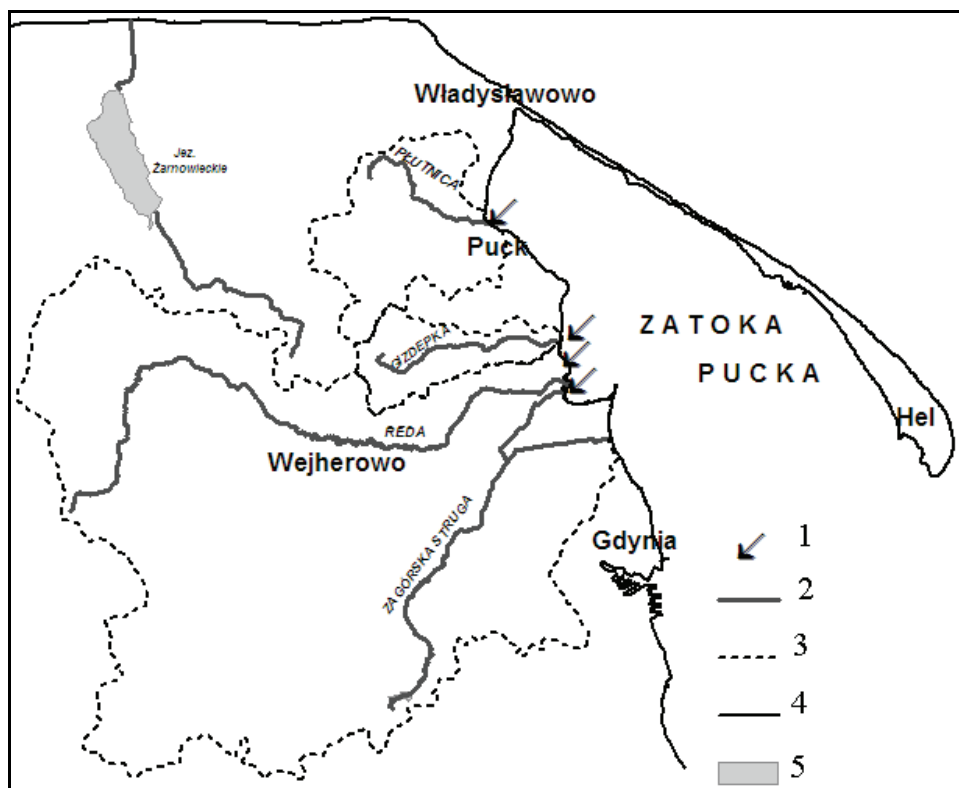
Fig. 1. Percentage of particular form of exploitation in catchment area:
1 – agricultural areas, 2 – forest, 3 – urban areas, 4 – polders.

Do największych miast, przez które przepływają badane ciekі należą: Wejherowo, Reda (rzeka Reda), Rumia (Zagórska Struga). Pod względem gęstości zaludnienia pierwsze miejsce zajmuje zlewnia Zagórskiej Strugi (453 osoby/km²), a ostatnie Płutnicy (71 osób/km²). Ścieki z tych miast są odprowadzane kanalizacją sanitarną do wysokosprawnej oczyszczalni w Dębogórze (położonej w sąsiedztwie Gdyni), dla której bezpośrednim odbiornikiem jest Zatoka Pucka.

METODY BADAŃ

Analizę zróżnicowania wielkości eksportu substancji biogenicznych w ciekach zlewiska Zatoki Puckiej oparto na badaniach przeprowadzonych w latach hydrologicznych 2006 i 2007. Dotyczyły one pomiarów stężeń azotu ogólnego, fosforu ogólnego, azotanów i fosforanów. Badaniami objęto największe ciekі zlewiska Zatoki Puckiej: Redę, Zagórską Strugę, Płutnicę i Gizdepkę. Profile pomiarowe usy-

tuowano w odległości nie większej niż 1,2 km od ujścia do Zatoki Puckiej (tab. 1, rys. 2), aby były one reprezentatywne dla jak największej części zlewni.



Rys. 2. Położenie obszaru badań i profili pomiarowych:

1 - profil pomiarowy, 2 - ciek, 3 - dział wodny, 4 - linia brzegowa, 5 - jezioro.

Fig. 2. Location of the study area and the sampling points:

1 - sampling point, 2 - stream, 3 - watershed, 4 - coast line, 5 - lake.

W tak umiejscowionych profilach dokonywano co miesiąc poboru prób wody metodą powierzchniową za pomocą czepaka z teleskopowym drążkiem aluminiowym firmy Bürkle. Ponadto, każdorazowo wykonywano pomiar prędkości przepływu. Na Gzdepce wykorzystywano w tym celu młynek elektromagnetyczny z płaskim czujnikiem model 801 produkcji Valeport. Natężenie przepływu obliczane było metodą rachunkową (Bajkiewicz-Grabowska i in., 1993). Na Redzie, Zagórskiej Strudze oraz Płutnicy wykonywano pomiary akustycznym dopplerowskim prądomierzem profilującym StreamPro. Dane uzyskane z tego urządzenia poddawano analizie, a następnie przeliczono na natężenie przepływu za pomocą zintegrowanego z nim programu WinRiver. Analizy chemiczne wykonywano w Laboratorium Hydrochemicznym Katedry Hydrologii UG bezpośrednio w dniu pomiarów. Oznaczenia azotu ogólnego oraz fosforu ogólnego były wykonywane za pomocą spektrofotometru.

metru płomieniowego WTW PhotoLab, natomiast azotany i fosforany oznaczano testami odczynnikowymi Spectoquant firmy Merck.

W celu określenia wielkości ładunku chwilowego azotu ogólnego, fosforu ogólnego, azotanów i fosforanów posłużono się wzorem:

$$L_i = C_i \cdot Q_i$$

gdzie: L_i – ładunek chwilowy [$\text{g} \cdot \text{s}^{-1}$],

C_i – stężenie wskaźnika [$\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$],

Q_i – natężenie przepływu w czasie poboru próbki [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$].

Ładunki jednostkowe zanieczyszczeń obliczono wykorzystując wzór:

$$E = L_a \cdot A^{-1}$$

gdzie: E – ładunek jednostkowy [$\text{kg} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$],

L_a – roczny ładunek [$\text{kg} \cdot \text{rok}^{-1}$],

A – powierzchnia zlewni [km^2].

EKSPORT SUBSTANCJI BIOGENICZNYCH

W strukturze ładunku azotu ogólnego transportowanego przez Redę, Zagórską Strugę i Gizdepkę w latach hydrologicznych 2006-2007 dominował azot azotanowy, natomiast w strukturze fosforu ogólnego we wszystkich badanych rzekach przeważał fosfor fosforanowy. Ciekami o największym udziale azotu azotanowego była Reda, a najmniejszym – Płutnica. W przypadku fosforanów największy udział posiadała Gizdeпка i Płutnica, a najmniejszy – Reda (tab. 2).

Tabela 2. Procentowy udział azotu azotanowego w ładunku azotu ogólnego i fosforu fosforanowego w ładunku fosforu ogólnego [%].

Table 2. Percentage of nitrates in load of total nitrogen and orthophosphates in load of total phosphorus [%].

Ciek	Azot azotanowy	Fosfor fosforanowy
Reda	73,0	62,9
Zagórska Struga	65,6	65,3
Płutnica	49,6	83,0
Gizdeпка	63,2	83,3

Rozpatrując zmienność ładunku badanych substancji odżywczych w poszczególnych rzekach można zauważyć, iż w zależności od rodzaju substancji inne zlewnie cechowały się największą zmiennością ładunków. Zagórską Strugę charakteryzowała największa zmienność ładunku fosforu ogólnego, Gizdepkę – fosforu fosforanowego, zaś Płutnicę – azotu azotanowego i azotu ogólnego (tab. 3).

Tabela 3. Współczynniki zmienności ładunków chwilowych w latach 2007-2008 [%].**Table 3.** Variability rate of instantaneous loads in 2007-2008 [%].

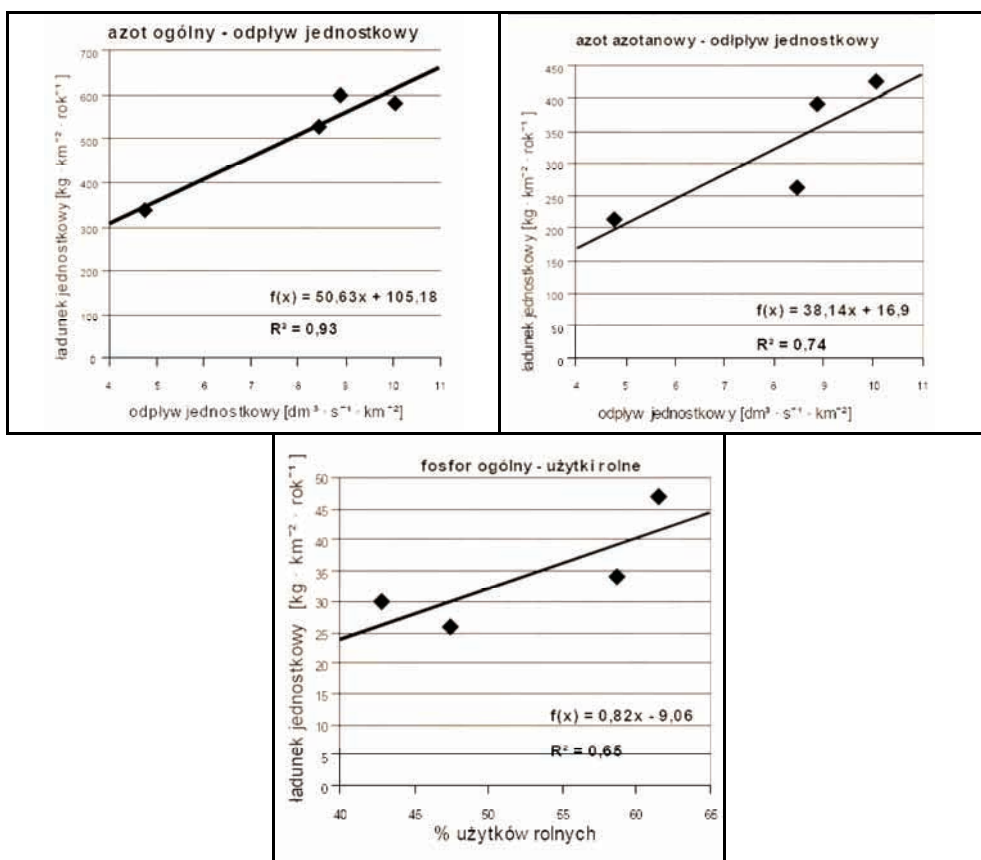
Wskaźnik	Ciek			
	Reda	Zagórska Struga	Płutnica	Gizdepka
Azot ogólny	67,0	50,0	80,7	75,0
Azot azotanowy	78,4	74,4	90,6	74,5
Fosfor ogólny	174,7	243,3	90,0	166,0
Fosfor fosforanowy	76,6	60,0	76,7	160,0

Zlewnią cechującą się najniższym ładunkiem jednostkowym azotu ogólnego i azotu azotanowego była zlewnia Gizdepki, natomiast największy ładunek jednostkowy tych substancji charakteryzował zlewnię Zagórskiej Strugi i Redy. Najwyższy ładunek jednostkowy fosforu ogólnego i fosforu fosforanowego wyróżniał zlewnię Płutnicy, natomiast najniższy zlewnię Zagórskiej Strugi. Ponadto, ładunki jednostkowe azotu ogólnego i fosforu ogólnego we wszystkich badanych zlewniach osiągały wyższe wartości w półroczu zimowym. Największe dysproporcje pomiędzy półrociami występowały w przypadku azotu azotanowego w Płutnicy, a najmniejsze (również w Płutnicy) w odniesieniu do fosforu ogólnego (tab. 4).

Tabela 4. Średni roczny i średnie półroczne ładunki jednostkowe wskaźników w badanych zlewniach w latach 2007-2008.**Table 4.** Mean annual and mean half-year unit load of indicators in catchments in 2007-2008.

Wskaźnik		Ciek			
		Reda	Zagórska Struga	Płutnica	Gizdepka
Azot ogólny [kg N·km ² ·rok ⁻¹]	rok	583	599	530	337
	półrocze zimowe	741	780	725	441
	półrocze letnie	424	418	335	234
Azot azotanowy [kg NO ₃ -N·km ² ·rok ⁻¹]	rok	425	393	263	213
	półrocze zimowe	519	523	379	257
	półrocze letnie	332	262	147	169
Fosfor ogólny [kg P·km ² ·rok ⁻¹]	rok	34	26	47	30
	półrocze zimowe	39	33	52	33
	półrocze letnie	28	19	41	27
Fosfor fosforanowy [kg PO ₄ -P·km ² ·rok ⁻¹]	rok	21	17	39	25
	półrocze zimowe	25	22	45	30
	półrocze letnie	17	13	33	20

Przeprowadzona analiza statystyczna wykazała występowanie wysokich współczynników determinacji ($R^2 > 0,6$) pomiędzy rocznym ładunkiem jednostkowym azotu ogólnego i azotu azotanowego a odpływem jednostkowym, oraz ładunkami jednostkowymi fosforu ogólnego a procentowym udziałem użytków rolnych w powierzchni zlewni (rys. 3). Ze względu na małą liczbę przebadanych zlewni uzyskaną zależność należy jednak traktować z dużą ostrożnością.



Rys. 3. Związki pomiędzy ładunkiem jednostkowym badanych substancji a wybranymi charakterystykami zlewni.
Fig. 3. Relationship between unit loads of the analysed substances and the selected characteristics of catchments.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Eksport substancji biogenicznych ze zlewni cieków zlewiska Zatoki Puckiej w latach hydrologicznych 2006-2007 charakteryzował się przewagą ładunku z półroczu zimowego nad ładunkiem z półroczu letniego. Było to związane zarówno z charakterystycznym dla rzek Przymorza reżimem rzeczny, jak i z aktywnym pobieraniem substancji pokarmowych przez roślinność w okresie wegetacyjnym (Bogdanowicz, 2004).

Analiza wielkości ładunków substancji biogenicznych wskazuje na występowanie różnic pomiędzy badanymi rzekami. Zlewniami cechującymi się największym ładunkiem jednostkowym azotu ogólnego i azotu azotanowego były zlewnie o największych odpływach jednostkowych (Redy i Zagórskiej Strugi). Natomiast najniższe wartości ładunków jednostkowych tych substancji stwierdzono w zlewni rzeki o najmniejszych zasobach rzecznych – Gizdeпки. Najwyższym eksportem fosforu ogólnego

nego i fosforanów charakteryzowała się zlewnia Płutnicy. Zlewnia tej rzeki cechowała się największym udziałem polderów w powierzchni zlewni, jak również dużym udziałem użytków rolnych i najmniejszą (spośród badanych zlewni) lesistością.

Porównując wyniki badań uzyskane w zlewisku Zatoki Puckiej z wynikami prac przeprowadzonych w Sudetach Środkowych i na Nizinie Śląskiej (Pulikowski i in., 2008), Pojezierzu Olsztyńskim (Koc, Solarski, 2006), jak również na Żuławach Wiślanych (Balcerska, Taylor, 1987) sformułować można pewne podobne wnioski. We wszystkich badanych ciekach występowała przewaga eksportu substancji odżywczych w półroczu zimowym nad ładunkiem z półrocza letniego. Ważnym czynnikiem wpływającym na wzrost eksportu substancji biogenicznych ze zlewni rolniczych były także melioracje, a w przypadku zlewni Przymorza – również polderyzacja. Rezultaty badań przeprowadzonych w zlewisku Zatoki Puckiej wskazują na zwiększony odpływ fosforu w zlewniach użytkowanych rolniczo, w stosunku do zlewni leśnych, natomiast takiej zależności nie zaobserwowano w przypadku związków azotu. Na podobne prawidłowości wskazywały także prace prowadzone na Pojezierzu Mazurskim oraz Pogórzu Sudeckim (Paluch, 1994; Koc, Sidoruk, 2005). Wykonane badania wykazały również, iż wielkość eksportu substancji odżywczych z badanych zlewni różniła się od wyników otrzymanych w Sudetach Środkowych i na Nizinie Śląskiej oraz na Pojezierzu Olsztyńskim. Najbardziej wyraźne różnice wystąpiły w przypadku Pojezierza Olsztyńskiego, gdzie roczne ładunki jednostkowe N i P były kilkakrotnie mniejsze niż w badanych zlewniach (Koc, Solarski, 2006), oraz Przedgórze Sudeckiego, gdzie roczne ładunki jednostkowe N i P były znacznie wyższe. Również porównując eksport substancji odżywczych w zlewisku Zatoki Puckiej z eksportem na Żuławach Wiślanych zauważyć można, iż wartości ładunków jednostkowych w badanych zlewniach były wyraźnie wyższe, szczególnie w odniesieniu do fosforu ogólnego (Balcerska, Taylor, 1987). Odmienne natomiast kształtowała się wielkość eksportu związków azotu i fosforu z badanych zlewni w odniesieniu do innych, większych zlewni Przymorza, w których ładunki jednostkowe badanych substancji były znacznie wyższe niż w zlewisku Zatoki Puckiej (Bogdanowicz, 2004).

SUMMARY

DIVERSIFICATION OF THE NUTRIENTS EXPORT IN THE DRAINAGE BASIN OF THE BAY OF PUCK

The study area is located in the northern part of Poland, in the drainage basin of the Bay of Puck (fig. 2). The main objective of the study was to quantify the nutrients export of all the main streams flowing into the Bay of Puck. River flow, total nitrogen, total phosphorus, nitrates and orthophosphates in all these rivers were measured once a month in the period of 2006-2007, at sampling points situated closest to the streams outlets (table 1). Overall nutrient export showed the well-pronounced seasonal pattern with the highest values in the winter half-year (table 4). The results of research proved that the largest export of total nitrogen and nitrates load characterised the Reda River and the Zagórska Struga catchments, whereas total phosphorus and orthophosphates loads were the highest in the Płutnica River catchment. This differences were caused by diversity in specific runoff and differences in land use between the selected catchments.

LITERATURA

- BAJKIEWICZ-GRABOWSKA E., MAGNUSZEWSKI A., MIKULSKI Z., 1993: *Hydrometria*. PWN, Warszawa. 313 s.
- BALCERSKA M., TAYLOR R., 1987: *Bilans związków biogenych na wybranym polderze Żuław Wiślanych*. Wiad. IMGW, t. X (XXXI), z. 4. s. 89-97.
- BOGDANOWICZ R., 2004: *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk. 160 s.
- CYBERSKI J., 1993: *Hydrologia zlewiska*. [w:] Korzeniewski K. (red.): *Zatoka Pucka*. FRUG, Gdańsk. s. 40-70.
- KŁĘKA J., KRZEMIŃSKA A., DRABIŃSKI A., 2008: *Zmiany wynoszonych ładunków związków biogenych na odcinku nieuregulowanym i uregulowanym w rzece nizinnej*. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., z. 526. s. 205-213.
- KOC J., SIDORUK M., 2005: *Wpływ użytkowania zlewni na ładunek fosforu dopływającego do jezior z wodami powierzchniowymi*. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., z. 505. s. 159-167.
- KOC J., SOLARSKI K., 2006: *Wpływ systemów melioracyjnych na wymywanie związków azotu i fosforu ze zlewni użytkowanych rolniczo*. Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie, t. 6, z. 1 (16). s. 195-205.
- KRAJEWSKA Z., BOGDANOWICZ R., 2009: *Zmienność czasowa i zróżnicowanie przestrzenne składu chemicznego wód w ujściowych odcinkach cieków zlewiska Zatoki Puckiej*. [w:] Bogdanowicz R. (red.): *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*. FRUG, Gdańsk (w druku).
- MELCER B., OLEJNIK M., 2006: *Wpływ wybranych czynników na zanieczyszczenie związkami biogenicznymi powierzchniowych wód w zlewni Baryczy*. Acta Sci. Pol., Formatio Circumiec-tus 5 (2). s. 59-71.
- PALUCH J., 1994: *Porównanie jakości wód odpływających z sąsiadujących ze sobą zlewni rolniczej i zalesionej w Kotlinie Marciszowskiej w latach 1987-1989*. Instytut Badawczy Leśnictwa. Prace IBL 21/1, seria B (numer specjalny). s. 129-143.
- PULIKOWSKI K., HUS T., KOSTRZEWA ST., PALUCH J., PĘCZKOWSKI G., 2008: *Zawartość azotu i fosforu w wodach odpływających z małych zlewni użytkowanych rolniczo*. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., z. 528. s. 157-164.
- SOJKA M., MURAT-BŁAŻEJEWSKA S., KANCLERZ J., 2008: *Ocena metod obliczenia ładunków zanieczyszczeń wymywanych ze zlewni*. Acta Sci. Pol., Formatio Circumiec-tus 6 (1). s. 3-13.
- SOLOVEY T., 2008: *Ocena potencjalnej eutrofizacji wód płynących w zlewni środkowej Wisły*. Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie, t. 8, z. 1 (22). s. 323-336.

Mgr Zuzanna Krajewska

zuzelina@vp.pl
Uniwersytet Gdański
ul. Dmowskiego 16A
80-264 Gdańsk

Dr hab. Robert Bogdanowicz

georb@univ.gda.pl
Uniwersytet Gdański
ul. Dmowskiego 16A
80-264 Gdańsk

PRZEBIEG ZJAWISK LODOWYCH ZBIORNIKA CZECHOWICE*

Robert MACHOWSKI, Marek RUMAN

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Abstrakt: W artykule przedstawiono obserwacje limnicznych zjawisk lodowych w roku hydrologicznym 2009, opisano potencjalne możliwości i bezpieczeństwo zimowego wykorzystania turystycznego zbiornika Czechowice (50°21'43.05" N, 18°39'08.10" E). Zjawiska lodowe na akwenu występowały od 25 grudnia do 20 marca (86 dni). Natomiast zwarta pokrywa lodowa utrzymywała się pomiędzy 28 grudnia a 14 marca (77 dni). Średnia grubość pokrywy lodowej wyniosła ok. 15 cm natomiast maksymalna miąższość lodu osiągnęła 29 cm. Zbiornik Czechowice w okresie zimowym może być wykorzystywany przez spacerowiczów, łyżwiarzy, wędkarzy i nurków podlodowych.

Słowa kluczowe: zjawiska lodowe, zbiorniki wodne, zbiornik Czechowice, limnologia.

WSTĘP

Problematyka zlodzenia jezior jest stosunkowo rzadko poruszana w polskiej literaturze limnologicznej. Do najczęściej przytaczanych rezultatów badań limnicznych zjawisk lodowych należy zaliczyć opracowania autorstwa J. Matuszewicza (1939), J. Gołka (1986), Z. Lityńskiej (1965), M. Grzesia (1974), Z. Pasławskiego (1982), R. Skowrona i W. Szczepanika (1988), P. Gierszewskiego (1995), A. Choińskiego (1995, 2000, 2006-2007) oraz W. Marszelewskiego i R. Skowrona (2006), a stosowane rozwiązania metodyczne omawiane są również w pracy pod redakcją W. Langego (1993). W jeszcze mniejszym stopniu poruszana jest problematyka zlodzenia antropogenicznych zbiorników wodnych, choć badania takie prowadzone były m.in. przez M. Rumana i M. Rzętałę (2005), B. Strugałę (2006), M. Rzętałę (2008) oraz M.A. Rzętałę i M. Rzętałę (2009).

Zbiornik Czechowice (50°21'43.05" N, 18°39'08.10" E), zgodnie z dziesiętnym podziałem obszaru Polski na regiony fizycznogeograficzne, znajduje się w obrębie Wyżyny Katowickiej (341.13), która jest częścią makroregionu Wyżyna Śląska (341.1), wchodzącej w skład podprowincji Wyżyna Śląsko-Krakowska (341) (Kondracki, 2001). Akwen ten powstał w latach 50. XX wieku w wyrobisku popiaskowym. Zajmuje powierzchnię 14,8 ha i jest największym zbiornikiem leżącym na terenie Gliwic. Położony jest w północnej części miasta w dzielnicy Czechowice. W bezpośrednim jego otoczeniu występują głównie tereny leśne. Wokół zbiornika rozlokowane są ośrodki turystyczno-wypoczynkowe, baza sportowo-gastronomiczna oraz

* Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2008-2010 jako projekt badawczy nr N N306 424134.

ośrodek sportów wodnych. Czechowice w okresie letnim są najczęściej wybieranym przez mieszkańców miasta miejscem wypoczynku sobotnio-niedzielnego. Zbiornik jest w znacznym stopniu izolowany przed dopływem zanieczyszczeń dlatego też retencjonuje wody o najbardziej korzystnych właściwościach fizyko-chemicznych spośród wszystkich zbiorników wodnych w Gliwicach (Ruman, 2004).

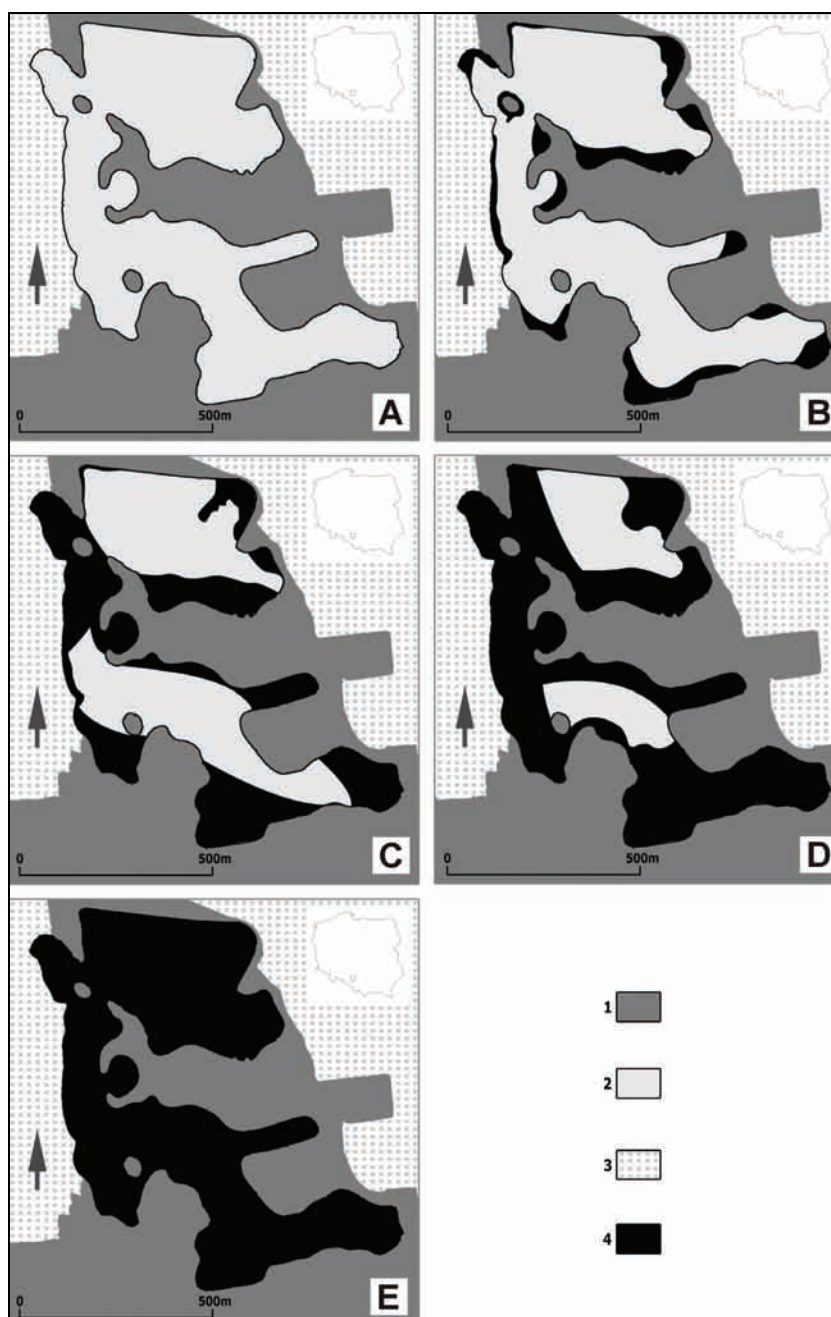
CELE I METODY BADAŃ

W artykule podjęto pierwszą próbę scharakteryzowania przebiegu zjawisk lodowych zbiornika Czechowice w sezonie zimowym roku hydrologicznego 2009. Pod pojęciem zjawisk lodowych należy rozumieć występowanie lodu w wodzie bez względu na jego strukturę, formę oraz czas występowania (Choiński, 1995). Badania obejmowały: obserwację zjawisk lodowych, pomiar miąższości i struktury lodu oraz przestrzennego zróżnicowania jego miąższości, pomiar grubości zalegającego na tafli lodu śniegu lub wody. Do pomiarów grubości lodu i śniegu wykorzystano kosę lodową po uprzednim odwierceniu otworów świdrem lodowym lub też suwmiarkę w przypadku pomiaru zlodzenia o niewielkiej grubości. Do lokalizacji otworów w lodzie wykorzystano odbiornik GPS. Całość obserwacji archiwizowano wykonując szczegółową dokumentację fotograficzną. Fotointerpretację wykorzystano także w obserwacjach pojawiania się i zanikania pokrywy lodowej na zbiorniku. Obserwacje i pomiary prowadzono co najmniej dwa razy w tygodniu w kilku punktach akwenu. Dwukrotnie pomierzono grubość lodu pod kątem przestrzennego zróżnicowania jego miąższości wykonując pomiar w 35 punktach akwenu. Do sporządzenia opracowań graficznych wykorzystano programy Corel 11 oraz Surfer 7.0

Celem opracowania (poza obserwacją limnicznych zjawisk lodowych) było zbadanie potencjalnych możliwości i bezpieczeństwa zimowego wykorzystania turystycznego omawianego akwenu.

WYNIKI BADAŃ

W przebiegu zlodzenia antropogenicznych zbiorników wodnych wyróżnia się trzy zasadnicze etapy: zamarzanie, topnienie pokrywy lodowej oraz jej zanik (Choiński, 2007). Proces zamarzania zbiornika Czechowice rozpoczął się 25 grudnia 2008 r., kiedy to cienka porywa lodu w postaci połączonych igieł lodowych pojawiła się w płytkich zatokach akwenu. W kolejnych dniach nastąpił systematyczny przyrost pokrywy lodowej postępujący od brzegów w kierunku toni zbiornika. Najpóźniej zwarta pokrywa lodowa pojawiła się w północnym i południowym sektorze zbiornika obejmującym jego środkowe (najgłębsze) części (rys. 1). Całkowite zlodzenie zbiornika nastąpiło 28 grudnia 2008 r.



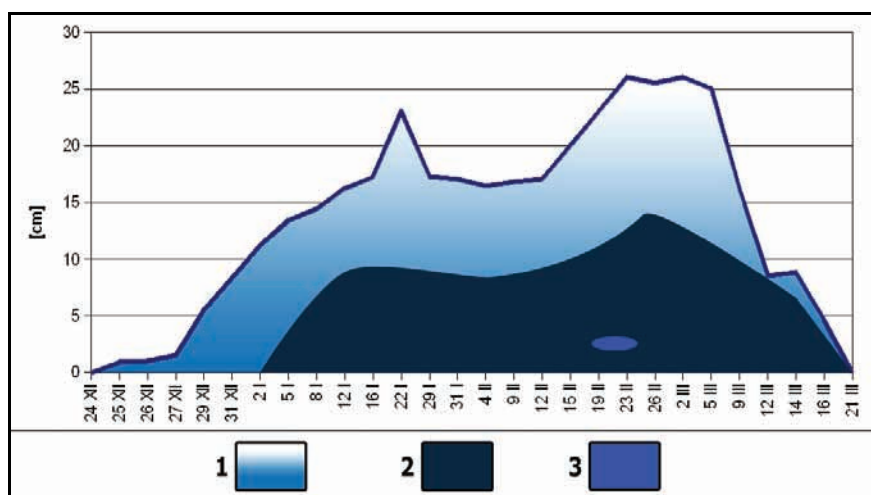
Rys. 1. Przyrost pokrywy lodowej na zbiorniku Czechowice w roku hydrologicznym 2009:

A – 24 XII, B – 25 XII, C – 26 XII, D – 27 XII, E – 28 XII, 1 – lasy, 2 – woda, 3 – łąki, 4 – pokrywa lodowa.

Fig. 1. Growth in ice cover on the Czechowice Reservoir during the 2009 hydrological year:

A – Dec. 24, B – Dec. 25, C – Dec. 26, D – Dec. 27, E – Dec. 28, 1 – forests, 2 – water, 3 – meadows, 4 – ice cover.

Po 28 grudnia 2008 r. nastąpił szybki przyrost miąższości pokrywy lodowej zbiornika spowodowany napływem mroźnych mas powietrza, które kształtowały pogodę przez następne kilkanaście dni. W dniu 2 stycznia 2009 r. grubość lodu osiągnęła już 12 cm dając średni przyrost pokrywy lodowej na poziomie ponad jednego centymetra dziennie (1,2 cm/dzień). Na całym akwenu lód miał strukturę krystaliczną, która powstaje w temperaturach powietrza poniżej 0°C przy bezwietrznej pogodzie. W następnych dniach wystąpiły opady śniegu tworząc kilkucentymetrową pokrywę na zbiorniku, co spowodowało wyraźne spowolnienie przyrostu grubości lodu pomimo utrzymujących się silnych mrozów. Wynikało to przede wszystkim z właściwości izolujących śniegu. Miąższość pokrywy lodowej od momentu pojawienia się zlodzenia do 22 stycznia (30 dni) osiągnęła średnią grubość wynoszącą 23 cm. W tym okresie uśredniony przyrost pokrywy lodowej wynosił 0,8 cm/dzień. Wykonane pomiary wykazały, że w strukturze lodu jedynie 9 cm przypadało na lód krystaliczny, a pozostałe 14 cm to mętny lód śniegowy powstały na skutek topienia wierzchniej warstwy lodu krystalicznego oraz naprzemiennego topnienia i zamarzania śniegu zalegającego na pokrywie lodowej (rys. 2).

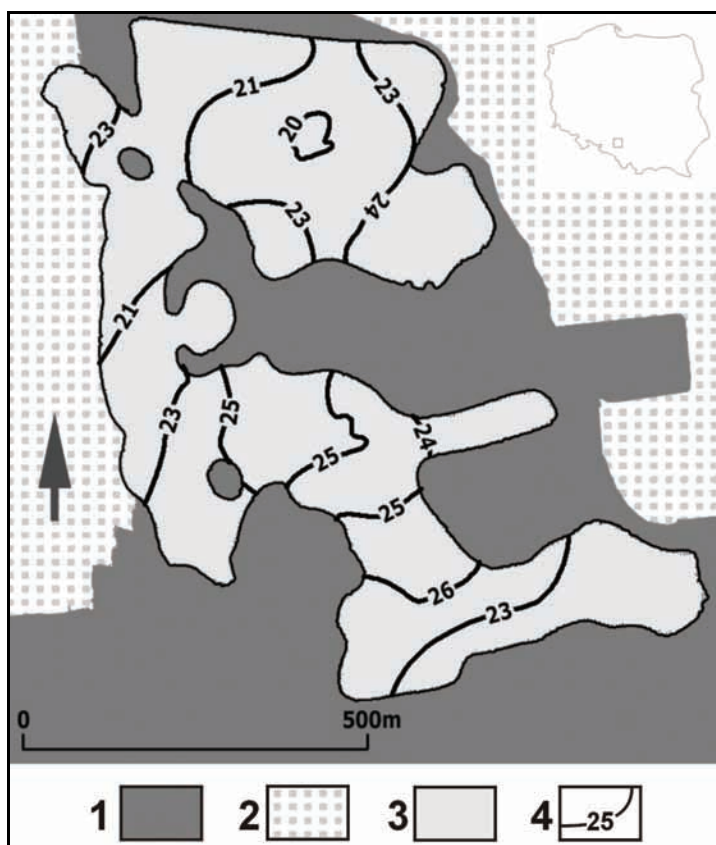


Rys. 2. Grubość i struktura pokrywy lodowej na zbiorniku Czechowice w roku hydrologicznym 2009:
1 – lód krystaliczny, 2 – mętny lód śniegowy, 3 – woda.

Fig. 2. Thickness and structure of ice cover on the Czechowice Reservoir during the 2009 hydrological year:
1 – crystalline ice, 2 – cloudy snow ice, 3 – water.

W dniu 22 stycznia 2009 r. przeprowadzono pomiary przestrzennej miąższości lodu zbiornika Czechowice. Badania wykazały kilkucentymetrowe różnice w rozkładzie miąższości pokrywy lodowej, co wynika przede wszystkim z dosyć istotnego urozmaicenia linii brzegowej w postaci licznych niewielkich zatoczek i półwyspów. Grubość lodu wahała się od 20 do 26 cm. Największą miąższość zanotowano w południowej części akwenu co należy wiązać z mniejszą głębokością i zacienieniem tego fragmentu zbiornika przez porastające strome zbocza lasy (rys. 3). Natomiast

najmniejszą grubością odznaczał się lód występujący w najgłębszej części zbiornika, gdzie zlodzenie pojawiło się najpóźniej.



Rys. 3. Zróżnicowanie grubości pokrywy lodowej na zbiorniku Czechowice (22 stycznia 2009 r.):

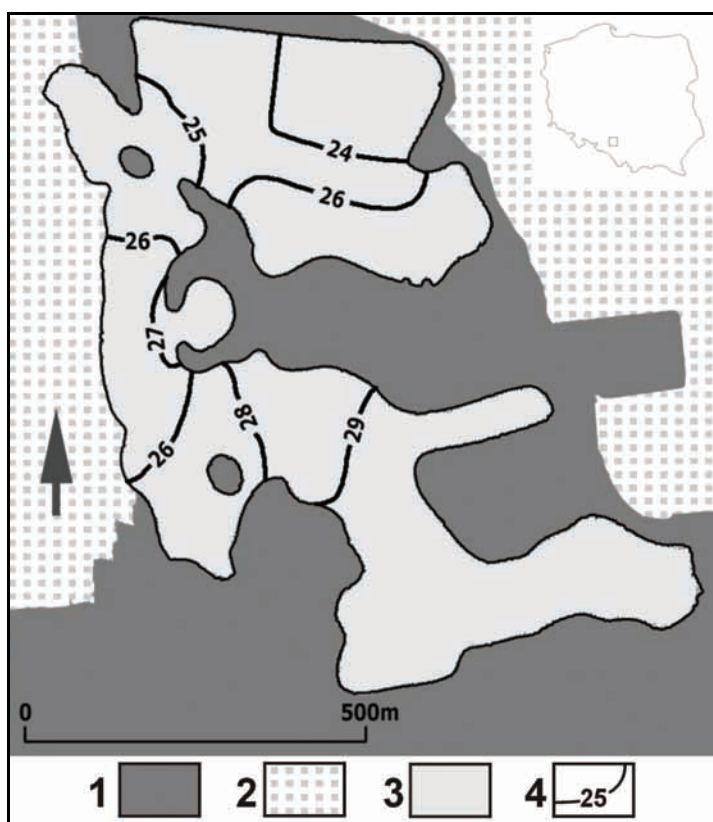
1 – lasy, 2 – łąki, 3 – pokrywa lodowa, 4 – izopachyty lodu w cm.

Fig. 3. Variability in ice cover thickness on the Czechowice Reservoir (Jan. 22, 2009):

1 – forests, 2 – meadows, 3 – ice cover, 4 – isopachytes in cm.

Pod koniec stycznia nastąpiło wyraźne ocieplenie, które spowodowało zmniejszenie średniej grubości pokrywy lodowej o 5 cm, do około 17 cm. Mięszkość lodu o takich parametrach utrzymywała się na zbliżonym poziomie przez kolejne 2 tygodnie. W tym okresie na powierzchni lodu zalegała kilkucentymetrowa warstwa uwodnionego śniegu i firnu. W tym czasie w strukturze lodu ok. 8 cm przypadało na lód krystaliczny, a ok. 9 cm stanowił mętny lód śniegowy (rys. 2). W drugiej połowie lutego nastąpiło ochłodzenie skutkujące ponownym zwiększeniem się miąższości pokrywy lodowej. Wzrost grubości lodu nastąpił przede wszystkim w wyniku domarzania uwodnionego śniegu i firnu. W dniach od 18 do 24 lutego 2009 r., począwszy od powierzchni, zaobserwowano w strukturze lodu ok. 2 cm warstwę lodu

śniegowego, pod którą zalegała strefa wody o podobnej grubości zgromadzona na kolejnej warstwie lodu śniegowego (ok. 6 cm). Pod tak uformowanymi warstwami występował lód krystaliczny o miąższości zmieniającej się w zakresie od 10 do 15 cm w zależności miejsca wykonanych pomiarów. Największa średnia grubość pokrywy lodowej wynosząca około 26-27 cm utrzymywała się na zbiorniku od 24 lutego do 2 marca. W strukturze lodu o takiej grubości, warstwę o miąższości około 13-14 cm stanowił lód śniegowy, a pozostała część (13 cm) zbudowana była z lodu krystalicznego. Maksymalną zmierzoną grubość pokrywy lodowej, która wynosiła 29 cm odnotowano 2 marca. W tym też dniu po raz kolejny przeprowadzano badania przestrzennego zróżnicowania miąższości lodu. Pomiaru ponownie wykazały kilkucentymetrowe przestrzenne zróżnicowanie grubości pokrywy lodowej akwenu (rys. 4), która zmieniała się od 24 do 29 cm. Ponownie największe grubości wystąpiły w południowej części akwenu (rys. 4), natomiast najmniejszą miąższość zmierzono w północnym sektorze zbiornika.

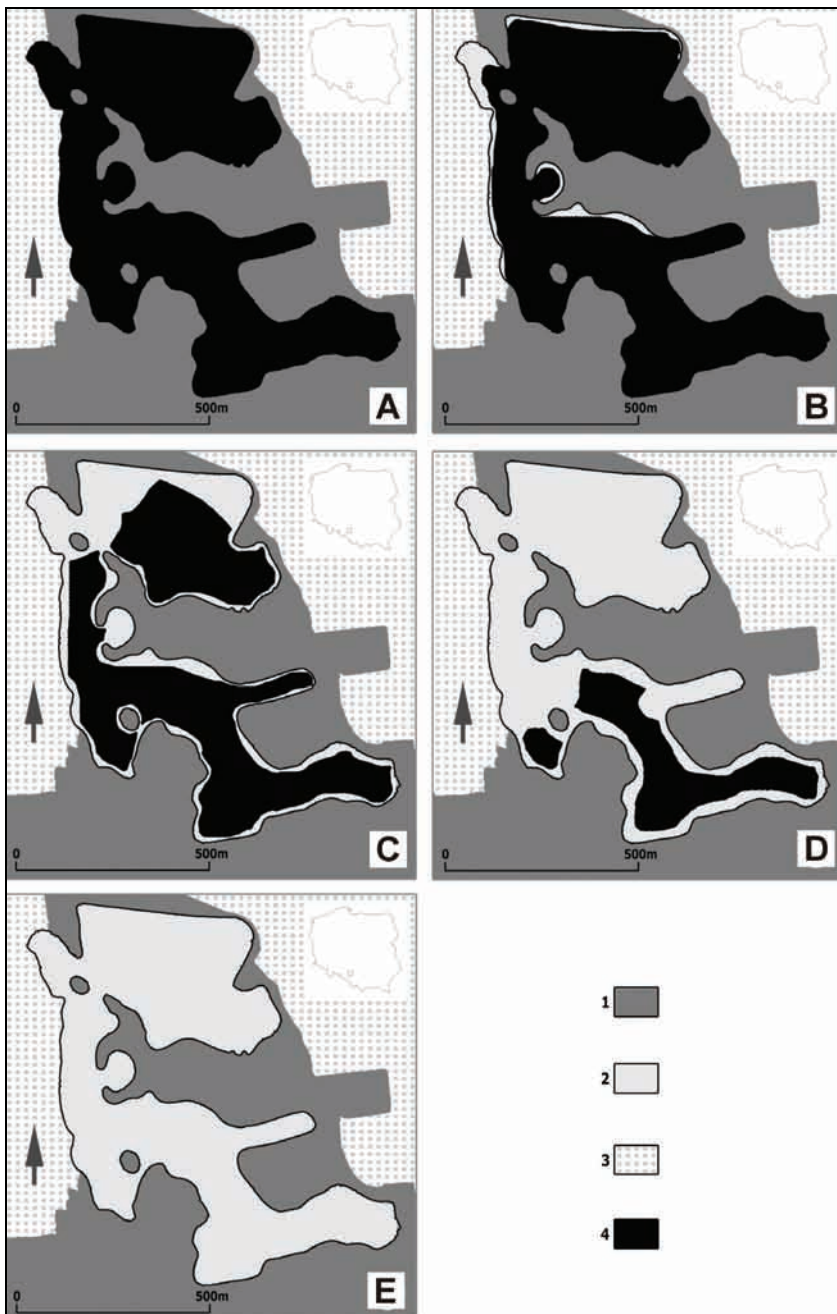


Rys. 4. Zróżnicowanie grubości pokrywy lodowej na zbiorniku Czechowice (2 marca 2009 r.):

1 - lasy, 2 - łąki, 3 - pokrywa lodowa, 4 - izopachyty lodu w cm.

Fig. 4. Variability in ice cover thickness on the Czechowice Reservoir (Mar. 2, 2009):

1 - forests, 2 - meadows, 3 - ice cover, 4 - isopachytes in cm.



Rys. 5. Przebieg topnienia pokrywy lodowej zbiornika Czechowice w roku hydrologicznym 2009:
A - 12 III, B - 14 III, C - 16 III, D - 19 III, E - 21 III, 1 - lasy, 2 - woda, 3 - łąki, 4 - pokrywa lodowa.

Fig. 5. Thawing of ice cover on the Czechowice Reservoir during the 2009 hydrological year:
A - Mar. 12, B - Mar. 14, C - Mar. 16, D - Mar. 19, E - Mar. 21, 1 - forests, 2 - water, 3 - meadows, 4 - ice cover.

Od 2 marca rozpoczął się systematyczny ubytek grubości pokrywy lodowej. W dniu 14 marca zaobserwowano zanikanie pokrywy lodowej w strefie przybrzeżnej akwenu co spowodowane było przede wszystkim silniejszym nagrzewaniem lądu, jak również dopływem cieplejszych wód pochodzących z topnienia pokrywy śnieżnej (rys. 5). Całkowity zanik pokrywy lodowej stwierdzono 19 marca, przy czym najdłużej utrzymywała się ona w południowej części akwenu, co wynikało z największej jej grubości w tym miejscu, a także zacienienia tego fragmentu zbiornika (rys. 5). Tempo zanikania pokrywy lodowej w okresie od 2 do 21 marca wyniosło ok. 1,4 cm/dzień.

PODSUMOWANIE

Zjawiska lodowe na zbiorniku Czechowice obserwowano od 25 grudnia 2008 r. do 20 marca 2009 r. (86 dni). Natomiast zwarta pokrywa lodowa utrzymywała się od 28 grudnia do 14 marca (77 dni). Średnia grubość pokrywy lodowej w roku hydrologicznym 2009 kształtowała się na poziomie wynoszącym 14,7 cm, a największa zmierzona miąższość lodu wyniosła 29 cm. Przebieg zlodzenia zbiornika Czechowice jest interesującym zjawiskiem odnoszącym się do zagadnień termiki zbiornika, ale także decyduje o możliwości rekreacyjnego wykorzystania akwenu w okresie zimowym. Przyjmuje się, że lód krystaliczny odznaczający się dużą wytrzymałością utrzymuje pojedynczego człowieka, gdy jego grubość wynosi zaledwie 5-7 cm. Jednak chodzenie po takim lodzie wiąże się z pewnym ryzykiem załamania dlatego też nie jest w pełni bezpieczne. Dopiero lód o miąższości 10 cm uznawany jest za wystarczająco wytrzymały, aby w bezpieczny sposób można było wykorzystywać powierzchnię lodową zbiornika (Ruman, Rzętała, 2005). Takie warunki na zbiorniku Czechowice utrzymywały się od początku stycznia do początku marca. Badania przestrzennego zróżnicowania miąższości lodu wykazały jego kilkucentymetrowe zróżnicowanie, co jest korzystne zwłaszcza w kontekście rekreacyjnego korzystania z zamrożonej powierzchni zbiornika. Opisywany akwen w okresie zimowym może być wykorzystywany przez spacerowiczów, łyżwiarzy, wędkarzy i nurków podlodowych. Przed wejściem na zbiornik konieczne jest jednak sprawdzenie grubości pokrywy lodowej oraz zachowanie szczególnej ostrożności w każdych warunkach, a zwłaszcza w czasie odwilży i okresach pojawiania się szczelin i pęknięć w lodzie.

SUMMARY

ICE PHENOMENA IN THE CZECHOWICE RESERVOIR

The article presents observations of limnological ice phenomena for the 2009 hydrological year as well as potential opportunities and threats associated with winter tourism at the Czechowice Reservoir (50°21'43.05" N, 18°39'08.10" E). Ice phenomena were observed on the reservoir from December 25th 2008 to March 20th 2009 (86 days). Continuous ice cover held from

December 28th 2008 to March 14th 2009 (77 days). The average thickness of the ice cover was about 15 cm while the maximum thickness was 29 cm. In the winter time, the Czechowice Reservoir can be used for walking, ice skating, ice fishing, and ice diving purposes.

LITERATURA

- CHOIŃSKI A., 2006-2007: *Zjawiska lodowe na Morskim Oku w Tatach*. Folia Geographic, series Geographica-Physica, 38-39. s. 65-77.
- CHOIŃSKI A., 2007: *Limnologia fizyczna Polski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań. 547 s.
- CHOIŃSKI A., 1995: *Zarys limnologii fizycznej Polski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań. 298 s.
- CHOIŃSKI A., 2000: *Jeziora kuli ziemskiej*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa. 203 s.
- GIERSZEWSKI P., 1995: *Przekształcenia brzegów spowodowane naporem lodu na zbiorniku stopnia wodnego Włocławek. Kaskada, nr 1-2*. Fundacja „Kaskada Dolnej Wisły”, Włocławek. s. 16-18
- GOŁEK J., 1986: *Zjawiska lodowe na wodach powierzchniowych*. [w:] Atlas hydrologiczny Polski, t. II. Wyd. Geol., Warszawa.
- GRZEŚ M., 1974: *Badania nad termiką i zlodzeniem jeziora Gopło*. PAN, Inst. Geogr. Dokumentacja Geogr., z. 3. Warszawa. 56 s.
- KONDRACKI J., 2001: *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa. 440 s.
- LANGE W., (red.), 1993: *Metody badań fizycznolimnologicznych*. Wyd. UG, Gdańsk. 175 s.
- LITYŃSKA Z., 1965: *Prognoza zamarzania Jeziora Mikołajskiego*. Prace PIHM, z. 96. Warszawa.
- MARSZELEWSKI W., SKOWRON R., 2006: *Ice cover as an indicator of winter air temperature changes: case study of the Polish Lowland lakes*. Hydrological Science Journal, 51,2. s. 336-349
- MATUSEWICZ J., 1939: *Badania nad zlodzeniem jezior w Polsce*. Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol., t. II, z. 1. Warszawa.
- PASŁAWSKI Z., 1982: *Zlodzenie jezior w Polsce*. Przegląd Geof., R. XXVII, z. 1-2. Warszawa-Lódź.
- RUMAN M., 2004: *Zmiany właściwości fizyko-chemicznych wód wybranych zbiorników na terenie Gliwic*. [w:] Machowski R., Rzętała M., (red): *Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko*, T. 5 Studenckie Koło Naukowe Geografów UŚ, Wydział Nauk o Ziemi UŚ. Sosnowiec. s. 86-98.
- RUMAN M., RZĘTAŁA M., 2005: *Zróżnicowanie pokrywy lodowej zbiorników zaporowych Turawa i Kozłowa Góra w latach hydrologicznych 1975-1996*. [w:] Jankowski A.T., Rzętała M., (red.): *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze*. Uniwersytet Śląski – Wydział Nauk o Ziemi, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Polskie Towarzystwo Geograficzne – Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 189-196.
- RZĘTAŁA M., 2008: *Funkcjonowanie zbiorników wodnych oraz przebieg procesów limnicznych w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie regionu górnośląskiego*. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice. 172 s.
- RZĘTAŁA M.A., RZĘTAŁA M., 2009: *Zlodzenie niewielkiego zbiornika wodnego (aspekty poznawcze i użytkowe)*. [w:] *Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych*. T. 40. WBiOŚ UŚ, WNoZ UŚ, Katowice-Sosnowiec.
- SKOWRON R., SZCZEPANIK W., 1993: *Zróżnicowanie przestrzenne i tendencje zmian temperatury wody i zlodzenia jezior*. [w:] Dynowska I., (red.): *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*. PAN, UJ Kraków. s. 121-136.

STRUGAŁA B., 2006: *Zróżnicowanie pokrywy lodowej wybranych zbiorników wodnych w Świętochłowicach w 2006 roku*. [w:] Machowski R., Ruman M., (red.), 2006: *Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko*. Tom 7. Studenckie Koło Naukowe Geografów Uniwersytetu Śląskiego, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec. s. 98-101.

Dr Robert Machowski

robert.machowski@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

Dr Marek Ruman

marek.ruman@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

TEMPERATURA WODY DOLNEJ WISŁY I JEJ WIELOLETNIE ZMIANY

Włodzimierz MARSZELEWSKI, Inka STRZYŻEWSKA-PIETRUCIEŃ

Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Abstrakt: W pracy określono wartości najważniejszych parametrów charakteryzujących reżim termiczny dolnej Wisły oraz udokumentowano tendencję i tempo ich zmian w okresie 45. lat, tj. od 1961 do 2005 roku. Parametry temperatury wody obliczono na podstawie wyników codziennych obserwacji wykonywanych przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej o godz. 06 UTC w Toruniu (734,7 km biegu rzeki) i w Tczewie (908,6 km biegu rzeki).

Stwierdzono, że wartości wszystkich parametrów temperatury wody w Toruniu i w Tczewie są podobne mimo, że punkty obserwacyjne są oddalone od siebie o 174 km. Świadczy to o dużej bezwładności termicznej rzeki Wisły. Średnia roczna temperatura wody wyniosła 10,8°C w Toruniu i 10,6°C w Tczewie i wykazała trend dodatni (średnio 0,02°C rok⁻¹). Trendy dodatnie wykazała także temperatura średnia dla prawie wszystkich miesięcy w roku. Najszybszy jej wzrost stwierdzono w maju (0,05°C rok⁻¹). Średnia temperatura minimalna wody w poszczególnych miesiącach roku była także podobna w Toruniu i w Tczewie. Najszybszy jej trend dodatni zanotowano w maju. Trend średniej minimalnej temperatury był istotny statystycznie wiosną i latem przy $\alpha=0,05$. Wartości średniej temperatury maksymalnej w poszczególnych miesiącach także wykazały trend dodatni poza czerwcem, kiedy wystąpił trend ujemny (średnio -0,04°C rok⁻¹ w Toruniu). W latach 1961-2005 nastąpił wyraźny spadek liczby dni z temperaturą wody <2°C i wzrost z temperaturą >20°C. Stwierdzono wyraźne związki temperatury wody w Wiśle z temperaturą powietrza. Średnie miesięczne temperatury wody w latach 1961-2005 okazały się wyższe w porównaniu z okresem z pierwszej połowy XX wieku.

Słowa kluczowe: Wisła, temperatura wody, wieloletnie zmiany.

WSTĘP

Temperatura wody należy do najważniejszych parametrów fizycznych wód powierzchniowych. Z przeglądu literatury krajowej i zagranicznej wynika, że dotychczas najwięcej uwagi poświęcono termice wód stojących. Nieporównywalnie mniej opracowań dotyczy termiki wód rzecznych. Julian Lambor w przedmowie do pracy J. Gołka (1961) określił temperaturę wód rzecznych jako jeden z najbardziej zaniebawianych elementów hydrologicznych. Wydaje się, że określenie to jest nadal aktualne, gdyż literatura na temat termiki wód rzecznych w Polsce pozostaje nadal uboga.

Oprócz wspomnianej pracy J. Gołka (1961), temperaturze wód płynących w Polsce poświęcono kilka stron w podręczniku Z. Mikulskiego (1963), w którym m.in. zwrócono uwagę na różnorodne elementy przyrodnicze i antropogeniczne kształtujące temperaturę wody. Następnie termiką Ropy w odniesieniu do tempe-

ratur maksymalnych zajmował się R. Soja (1973). W Atlasie hydrologicznym Polski (Nawrocka, 1987) wskazano miejsca zaobserwowanych zmian reżimu termicznego na rzekach Polski oraz wydzielono reżimy termiczne rzek. W ostatnich latach opublikowano kilka prac m.in. na temat dynamiki temperatury wody w Ropie i jej związków z temperaturą powietrza (Wiejaczka, 2006-2007; Wiejaczka 2007).

CEL I METODY BADAŃ

Głównym celem pracy jest określenie wartości najważniejszych parametrów charakteryzujących ustrój termiczny dolnej Wisły na odcinku od Torunia do Tczewa oraz udokumentowanie tendencji i tempa ich zmian w okresie 45. lat, tj. od 1961 do 2005 roku. Celem drugorzędnym jest wykazanie podobieństw bądź różnic ustroju termicznego dolnej Wisły na dwóch odcinkach przebiegających przez odmienne regiony fizycznogeograficzne.

W badaniach wykorzystano codzienne wyniki pomiarów temperatury wody wykonywane przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej o godz. 06 UTC. Przyjmuje się, że wynik pomiaru z godz. 06 UTM odpowiada średniej dobowej temperaturze wody. Punkty pomiarowe w Toruniu i w Tczewie znajdują się odpowiednio w 734,7 i 908,6 km Wisły, a poziomy zera wodowskazów na wysokości 31,96 i 0,58 m nad Kr. Odległość między punktami pomiarowymi wynosi więc 173,9 km, a różnica wysokości 31,4 metrów. Ponadto w pracy wykorzystano dane IMGW dotyczące średnich miesięcznych i rocznych temperatur powietrza w Toruniu w latach 1961-2005.

Codzienne wyniki pomiarów temperatury wody w Toruniu i w Tczewie zestawiono w bazie danych (blisko 33000 wartości), a następnie obliczono średnie charakterystyczne temperatury wody dla różnych okresów (miesiące, półroczy, lat, sezonów letnich i zimowych). W kolejnym etapie określono trendy zmian temperatury wody w Wiśle i ich istotności na poziomie istotności $\alpha=0,05$ oraz obliczono tempo zmian temperatury wody ($^{\circ}\text{C rok}^{-1}$). W fazie końcowej, w celu określenia przyczyn zmian termiki Wisły, zbadano korelację między temperaturą wody Wisły w Toruniu a temperaturą powietrza w Toruniu w analizowanym wieloleciu.

Ze względu na niewielkie różnice wartości większości parametrów termicznych wody, w niektórych przypadkach zdecydowano się na podawanie ich z dokładnością do setnych części $^{\circ}\text{C}$.

WYNIKI

Średnie roczne i średnie miesięczne temperatury wody dolnej Wisły

Średnie roczne temperatury wody Wisły w Toruniu i w Tczewie z lat 1961-2005 są niemal identyczne i wynoszą $10,08^{\circ}\text{C}$ oraz $10,06^{\circ}\text{C}$ (tab. 1). Najniższa średnia

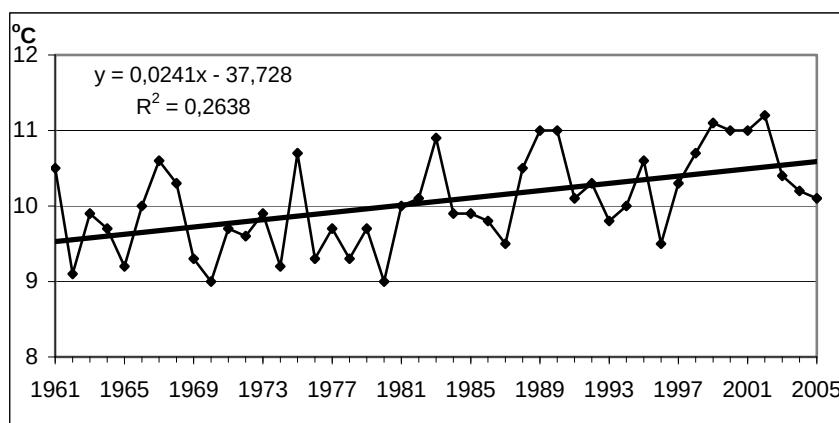
roczna temperatura wody w Toruniu wyniosła 9,1°C (w 1965 i 1980 roku), w Tczewie 9,0°C (w 1970 i 1980 roku), a najwyższa w Toruniu i w Tczewie 11,2°C w 2002 roku.

Tabela 1. Średnie roczne (1961-2005) i średnie miesięczne (1961-2005) temperatury wody Wisły w profilu Toruń i Tczew (°C).

Table 1. Mean annual (1961-2005) and mean monthly (1961-2005) values of water temperature in the River Vistula in the Toruń and Tczew profile (°C).

Profile	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Toruń	5,15	1,75	0,86	0,92	2,74	8,60	15,19	18,89	20,32	19,94	15,75	10,48	10,08
Tczew	4,99	1,86	1,00	1,02	2,68	8,31	15,08	18,88	20,36	19,95	15,25	10,43	10,06

W analizowanym wieloleciu średnie roczne temperatury wody w dolnej Wiśle wykazały trend dodatni (rys. 1). Trend ten jest istotny statystycznie (przy poziomie istotności $\alpha=0,05$ dla Torunia $p=0,002319$, a dla Tczewa $p=0,000308$). Wzrost średniej rocznej temperatury wody był identyczny w Toruniu i w Tczewie i wyniósł średnio 0,02°C rok⁻¹.



Rys. 1. Przebieg średniej rocznej temperatury wody Wisły w Tczewie w latach 1961-2005 wraz z linią trendu (na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej).

Fig. 1. Course of the mean annual water temperature in the Vistula in Tczew in the years 1961-2005 together with the trend line (based upon the data obtained from the Institute of Meteorology and Water Management).

Średnie miesięczne z wielolecia (1961-2005) temperatury wody Wisły w Toruniu i w Tczewie były także podobne. Najniższe zanotowano w styczniu (odpowiednio 0,86°C i 1,00°C), a najwyższe w lipcu (20,32°C oraz 20,36°C). W miesiącach letnich (czerwiec, lipiec i sierpień) różnice temperatury wody osiągały jedynie 0,01-0,04°C (tab. 1).

Średnia miesięczna temperatura wody w kolejnych latach okresu 1961-2005 w zdecydowanej większości miesięcy charakteryzowała się trendem dodatnim. Badania istotności trendów wykazały, że na poziomie $\alpha=0,05$ analizowane zmiany są istotne dla miesięcy zimowych (styczeń, luty), a także dla maja i sierpnia (tab. 2).

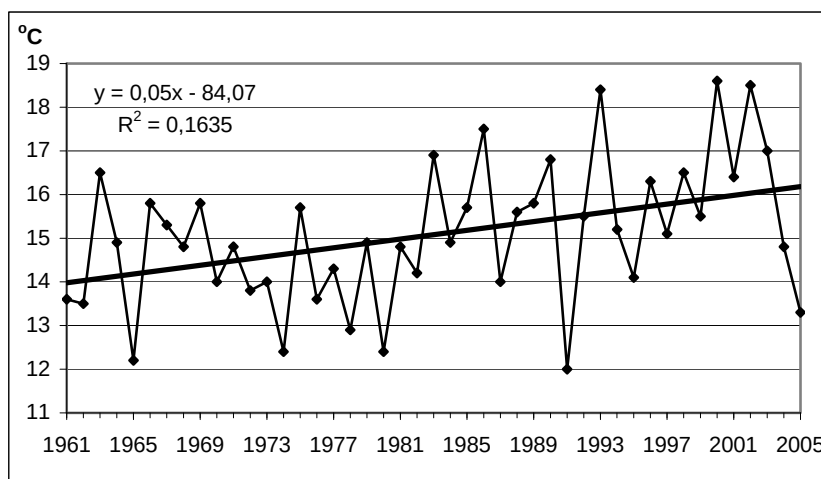
Dla pozostałych miesięcy nie są one istotne statystycznie. Warto podkreślić, że we wszystkich miesiącach (poza marcem) istotność trendów temperatury jest taka sama w Toruniu i Tczewie.

Tabela 2. Istotność trendów (p) średnich miesięcznych (1961-2005) temperatur wody Wisły w profilu Toruń i Tczew ($\alpha=0,05$).

Table 2. Importance of the trends (p) of the mean monthly (1961-2005) temperature values of the Vistula water in the Toruń and Tczew profile ($\alpha=0.05$).

Profile	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Toruń	0,709	0,139	0,046	0,028	0,097	0,205	0,006	0,898	0,211	0,000	0,392	0,230
Tczew	0,987	0,778	0,002	0,002	0,042	0,078	0,006	0,512	0,096	0,001	0,799	0,994

Najszybszy wzrost średniej miesięcznej temperatury wody nastąpił w maju (średnio $0,05^{\circ}\text{C rok}^{-1}$ zarówno w Toruniu jak i w Tczewie) oraz w sierpniu w Toruniu (tab. 3). W przebiegu średniej temperatury wody w maju w latach 1961-2005 widoczne są wyraźnie coraz większe jej wahania w drugiej części okresu obserwacyjnego, tj., od końca lat 80. XX wieku (rys. 2). Z kolei brak wzrostu średniej miesięcznej temperatury wody obserwowano w czerwcu w Toruniu oraz w listopadzie i październiku w Tczewie. Nie stwierdzono miesiąca, w którym trend średniej temperatury wody byłby ujemny. Tylko w trzech przypadkach (październik i listopad w Tczewie oraz czerwiec w Toruniu) temperatura wody w Wiśle nie wykazała żadnych zmian. W poszczególnych miesiącach roku obserwuje się identyczne wartości zmian średnich rocznych temperatur wody zarówno w Toruniu jak i w Tczewie lub co najwyżej różnice dochodzące do $0,01\text{-}0,02^{\circ}\text{C rok}^{-1}$.



Rys. 2. Przebieg średniej temperatury wody Wisły w maju w Tczewie w latach 1961-2005 wraz z linią trendu (na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej).

Fig. 2. Course of the mean water temperature in May in the Vistula in Tczew in the years 1961-2005 together with the trend line (based upon the data obtained from the Institute of Meteorology and Water Management).

Tabela 3. Zmiany średnich miesięcznych (1961-2005) i średnich rocznych (1961-2005) temperatur wody Wisły w profilu Toruń i Tczew ($^{\circ}\text{C rok}^{-1}$).**Table 3.** Changes in the mean monthly (1961-2005) and mean annual (1961-2005) values of water temperature in the Vistula in the Toruń and Tczew profile ($^{\circ}\text{C year}^{-1}$).

Profile	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Toruń	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,05	0,00	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02
Tczew	0,00	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,01	0,03	0,03	0,01	0,00	0,02

Minimalne temperatury wody dolnej Wisły

Średnie miesięczne minimalne (1961-2005) temperatury wody wahały się od $0,29^{\circ}\text{C}$ w Toruniu i $0,42^{\circ}\text{C}$ w Tczewie w styczniu do odpowiednio $17,96$ i $18,08^{\circ}\text{C}$ w lipcu (tab. 4). Nieco niższe okazały się więc w Toruniu, gdzie średnia roczna minimalna temperatura wody charakteryzowała się również niższą wartością ($7,62^{\circ}\text{C}$ w porównaniu do $7,72^{\circ}\text{C}$ w Tczewie).

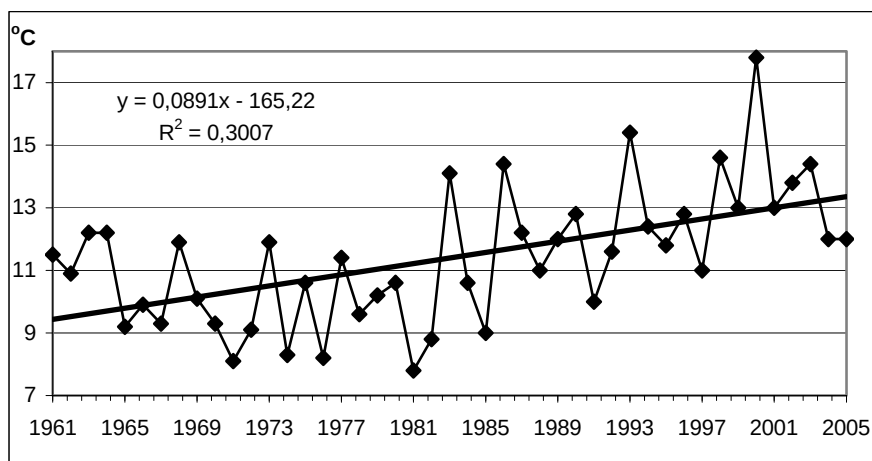
Tabela 4. Średnie miesięczne minimalne (1961-2005) i średnie roczne minimalne (1961-2005) temperatury wody Wisły w profilu Toruń i Tczew ($^{\circ}\text{C}$).**Table 4.** Mean monthly (1961-2005) and the mean annual (1961-2005) values of the minimum temperature of the Vistula water in the Toruń and Tczew profile ($^{\circ}\text{C}$).

Profile	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Toruń	2,51	0,34	0,29	0,35	0,99	4,92	11,37	15,81	17,96	17,15	12,68	7,06	7,62
Tczew	2,44	0,61	0,42	0,48	1,04	4,84	11,40	15,88	18,08	17,32	12,86	7,26	7,72

Tempo zmian średniej miesięcznej minimalnej (1961-2005) temperatury wody było zróżnicowane. W miesiącach od października do marca zanotowano niewielki wzrost temperatury wody, który najczęściej wynosił od $0,01$ do $0,03^{\circ}\text{C rok}^{-1}$ (tab. 5). W październiku w Tczewie wystąpił spadek średniej miesięcznej minimalnej temperatury wody wynoszący $-0,02^{\circ}\text{C rok}^{-1}$. Jest to jedyny jak dotąd stwierdzony przypadek ujemnego trendu temperatury wody w analizowanym okresie. Największy wzrost wartości omawianego parametru wystąpił w maju i wyniósł $0,08^{\circ}\text{C rok}^{-1}$ w Toruniu oraz $0,09^{\circ}\text{C rok}^{-1}$ w Tczewie (rys. 3). Jest to najszybsze – jak dotąd – stwierdzone tempo wzrostu temperatury wody. Zaznaczyło się ono szczególnie w latach 80. XX wieku i trwało do końca analizowanego okresu.

Tabela 5. Zmiany średnich miesięcznych minimalnych (1961-2005) i średnich rocznych minimalnych (1961-2005) temperatur wody Wisły w profilu Toruń i Tczew ($^{\circ}\text{C rok}^{-1}$).**Table 5.** Changes in the mean monthly (1961-2005) and the mean annual (1961-2005) values of the minimum temperature of the Vistula water in the Toruń and Tczew profile ($^{\circ}\text{C year}^{-1}$).

Profile	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Toruń	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,08	0,04	0,06	0,06	0,04	0,00	0,03
Tczew	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,06	0,09	0,04	0,04	0,05	0,03	-0,02	0,03



Rys. 3. Przebieg temperatury minimalnej wody Wisły w Tczewie w maju w latach 1961-2005 wraz z linią trendu (na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej).

Fig. 3. Course of the minimum temperature of the Vistula water in Tczew in May in the years 1961-2005 together with the trend line (based upon the data obtained from the Institute of Meteorology and Water Management).

Średnia miesięczna minimalna (1961-2005) temperatura wody charakteryzowała się dodatnim trendem we wszystkich miesiącach roku zarówno w Toruniu jak i w Tczewie, za wyjątkiem października. W miesiącach jesiennych i zimowych jej trend nie jest istotny statystycznie. Z kolei w miesiącach wiosennych i letnich wykazuje istotność statystyczną przy $\alpha=0,05$, przy czym w Tczewie następuje to już w lutym i marcu (tab. 6).

Tabela 6. Istotność trendów (p) minimalnych miesięcznych (1961-2005) temperatur wody Wisły w profilu Toruń i Tczew ($\alpha=0,05$).

Table 6. Importance of the trends (p) of the monthly minimum (1961-2005) temperature values of the Vistula water in the Toruń and Tczew profile ($\alpha=0.05$).

Profile	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Toruń	0,244	0,813	0,689	0,434	0,245	0,040	0,000	0,044	0,004	0,002	0,043	0,970
Tczew	0,414	0,054	0,065	0,019	0,018	0,029	0,000	0,061	0,025	0,009	0,189	0,486

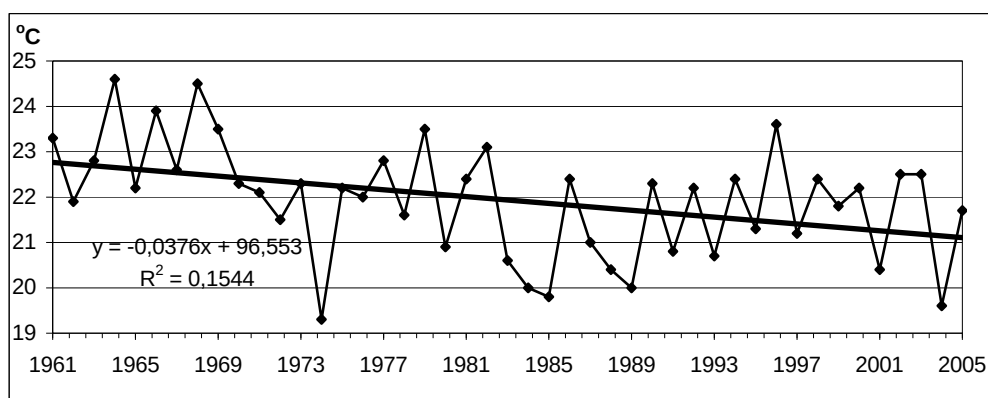
Maksymalne temperatury wody dolnej Wisły

W latach 1961-2005 najwyższa temperatura wody w dolnej Wiśle osiągnęła 26,9°C w Toruniu (1994 rok) oraz 26,4°C w Tczewie (1993). Najwyższą średnią miesięczną temperaturę wody stwierdzono w lipcu (22,9°C w Toruniu i 22,8°C w Tczewie) oraz w sierpniu (odpowiednio 22,6°C i 22,4°C). Najniższa średnia miesięczna maksymalna (1961-2005) temperatura wody wystąpiła w styczniu (1,7°C i 1,8°C, tab. 7). Różnice temperatury wody w Toruniu i w Tczewie są niewielkie i najczęściej wynoszą od 0,0 do 0,2°C (za wyjątkiem listopada i kwietnia, kiedy osiągają 0,4-0,5°C).

Tabela 7. Średnie miesięczne maksymalne (1961-2005) i średnie roczne maksymalne (1961-2005) temperatury wody Wisły w profilu Toruń i Tczew (°C).**Table 7.** Mean monthly (1961-2005) and the mean annual (1961-2005) values of the maximum temperature of the Vistula water in the Toruń and Tczew profile (°C).

Profile	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Toruń	8,0	3,6	1,7	1,9	5,4	12,7	18,7	21,9	22,9	22,6	19,0	13,7	12,7
Tczew	7,6	3,6	1,8	1,9	5,2	12,2	18,5	21,7	22,8	22,4	18,7	13,6	12,5

Tempo zmian średniej miesięcznej maksymalnej (1961-2005) temperatury wody było zróżnicowane. W czerwcu zarówno w Toruniu, jak i w Tczewie wystąpiły ujemne trendy przyjmujące wartości odpowiednio $-0,04$ oraz $-0,01^{\circ}\text{C rok}^{-1}$ (rys. 4). Ponadto ujemny trend zanotowano w listopadzie w Toruniu ($-0,02^{\circ}\text{C rok}^{-1}$). W pozostałych miesiącach trendy temperatury były dodatnie, a najwyższy wzrost zanotowano w marcu w Toruniu ($0,09^{\circ}\text{C rok}^{-1}$, tab. 8). W odróżnieniu od wcześniej omówionych parametrów temperatury wody dolnej Wisły, trendy maksymalnych miesięcznych temperatur w latach 1961-2005 w większości są nieistotne statystycznie. Istotne trendy wystąpiły w Toruniu jedynie w lutym i w czerwcu, a w Tczewie w styczniu, lutym, maju i sierpniu (tab. 9).

**Rys. 4.** Przebieg temperatury maksymalnej wody Wisły w Toruniu w czerwcu w latach 1961-2005 wraz z linią trendu (na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej).**Fig. 4.** Course of the maximum temperature of the Vistula water in Toruń in June in the years 1961-2005 together with the trend line (based upon the data obtained from the Institute of Meteorology and Water Management).**Tabela 8.** Zmiany średnich miesięcznych maksymalnych (1961-2005) i średnich rocznych maksymalnych (1961-2005) temperatur wody Wisły w profilu Toruń i Tczew ($^{\circ}\text{C rok}^{-1}$).**Table 8.** Changes in the mean monthly (1961-2005) and the mean annual (1961-2005) values of the maximum temperature of the Vistula water in the Toruń and Tczew profile ($^{\circ}\text{C year}^{-1}$).

Profile	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Toruń	-0,02	0,00	0,02	0,01	0,09	0,02	0,05	-0,04	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
Tczew	0,00	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	-0,01	0,01	0,05	0,03	0,01	0,03

Tabela 9. Istotność trendów (p) maksymalnych miesięcznych (1961-2005) temperatur wody Wisły w profilu Toruń i Tczew ($\alpha=0,05$).

Table 9. Importance of the trends (p) of the monthly maximum (1961-2005) temperature values of the Vistula water in the Toruń and Tczew profile ($\alpha=0.05$).

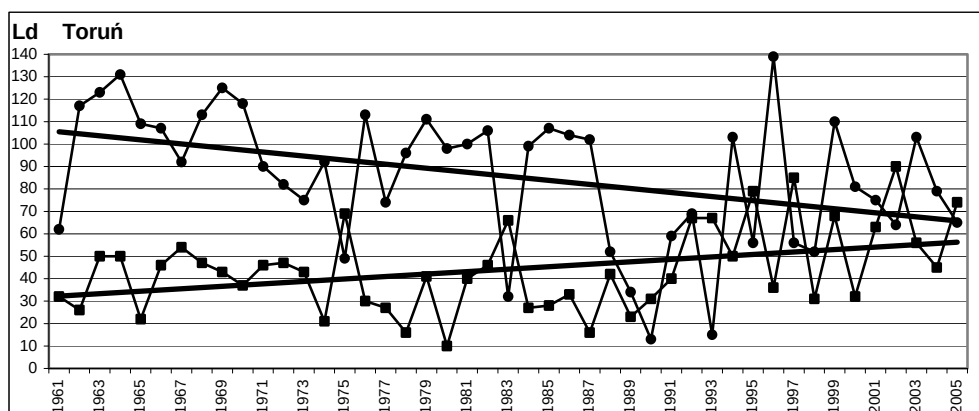
Profile	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Toruń	0,890	0,210	0,064	0,021	0,111	0,376	0,173	0,008	0,620	0,239	0,520	0,089
Tczew	0,871	0,205	0,002	0,001	0,097	0,167	0,033	0,577	0,759	0,004	0,114	0,324

Okresy z temperaturą wody $>20^{\circ}\text{C}$ oraz $<2^{\circ}\text{C}$

W okresie analizowanych 45 lat stwierdzono wzrost liczby dni w roku z wysoką temperaturą wody ($>20^{\circ}\text{C}$) oraz spadek liczby w roku z temperaturą niską ($<2^{\circ}\text{C}$).

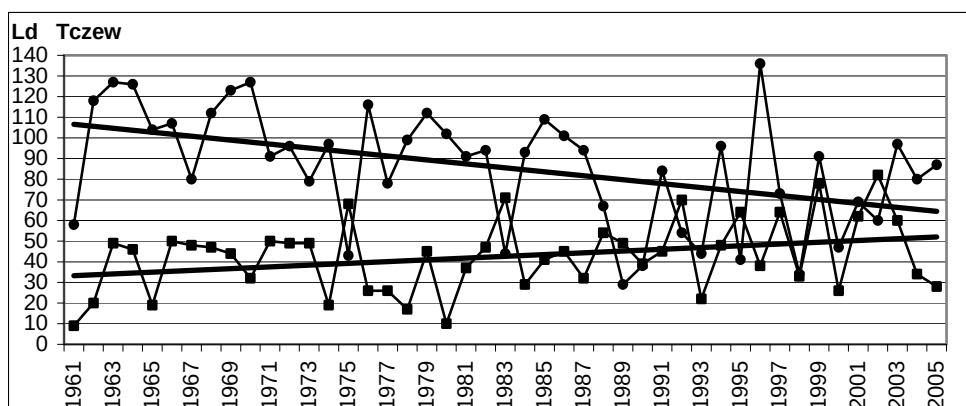
Liczba dni w roku z temperaturą wody $>20^{\circ}\text{C}$ wyniosła w Toruniu średnio 44 dni, maksymalnie 90 dni (2002 r.), minimalnie 10 dni (1980 r.). Dla Tczewa wartości te wynoszą odpowiednio: 44, 82 (2002 r.) i 9 (1961 r.). Wystąpiły wyraźne trendy dodatnie liczby dni w roku z temperaturą wody $>20^{\circ}\text{C}$ (rys. 5 i 6). Trendy te są istotne statystycznie (dla Torunia $p=0,0103$, dla Tczewa $p=0,0342$ przy $\alpha=0,05$). Średni roczny wzrost dni z temperaturą wody $>20^{\circ}\text{C}$ był zbliżony w obu rozpatrywanych miejscach i wynosił $0,5$ dnia rok^{-1} w Toruniu oraz $0,4$ dnia rok^{-1} w Tczewie.

Liczba dni w roku z temperaturą wody $<2^{\circ}\text{C}$ wyniosła w Toruniu średnio 86 dni, maksymalnie 139 dni (1996 r.), minimalnie 13 dni (1990 r.). Dla Tczewa wartości te wynoszą odpowiednio: 85, 136 (1996 r.) i 29 (1989 r.). Wystąpiły wyraźne trendy ujemne liczby dni w roku z temperaturą wody $<2^{\circ}\text{C}$ (rys. 5 i 6). Trendy te są istotne statystycznie (dla Torunia $p=0,0079$, dla Tczewa $p=0,0022$ przy $\alpha=0,05$). Średni roczny spadek dni z temperaturą wody $<2^{\circ}\text{C}$ był identyczny w obu rozpatrywanych miejscach i wynosił $0,9$ dnia rok^{-1} w Toruniu i w Tczewie.



Rys. 5. Liczba dni (Ld) w roku hydrologicznym z temperaturą wody Wisły $>20^{\circ}\text{C}$ (linia dolna) oraz $<2^{\circ}\text{C}$ (linia górna) w Toruniu w latach 1961-2005.

Fig. 5. Number of days (Ld) in a hydrological year with the temperature of the Vistula water $>20^{\circ}\text{C}$ (the lower line) and $<2^{\circ}\text{C}$ (the upper line) in Torun in the years 1961-2005.



Rys. 6. Liczba dni (Ld) w roku hydrologicznym z temperaturą wody Wisły $>20^{\circ}\text{C}$ (linia dolna) oraz $<2^{\circ}\text{C}$ (linia górna) w Tczewie w latach 1961-2005.

Fig. 6. Number of days (Ld) in a hydrological year with the temperature of the Vistula water $>20^{\circ}\text{C}$ (the lower line) and $<2^{\circ}\text{C}$ (the upper line) in Tczew in the years 1961-2005.

DYSKUSJA

Szczegółowa analiza przedstawionych wyżej wyników badań wskazuje na kilka istotnych elementów dotyczących termiki dolnej Wisły oraz tendencji jej zmian w latach 1961-2005, dotychczas nie omawianych w literaturze. Na podkreślenie zasługuje przede wszystkim wyraźne podobieństwo wartości poszczególnych parametrów termiki dolnej Wisły. Na odcinku prawie 174 km od Torunia do Tczewa nie stwierdzono praktycznie żadnych istotnych różnic. Temperatura średnia roczna (1961-2005) różni się zaledwie o $0,02^{\circ}\text{C}$, różnice między średnimi miesięcznymi temperaturami wody są także nieznaczne, a maksymalne i minimalne temperatury średnie miesięczne przypadają w tych samych miesiącach. Dane te nie potwierdzają słuszności zakwalifikowania dolnej Wisły do rzek chłodnych (Nawrocka, 1987), gdyż odpowiadają zakresowi przyjętemu dla rzek ciepłych (temperatura średnia roczna $10,1\text{--}10,8^{\circ}\text{C}$). Ponadto, tendencje i tempo zmian temperatury wody okazały się prawie identyczne w Toruniu i w Tczewie. Najszybsze tempo wzrostu temperatury wody ($0,05^{\circ}\text{C rok}^{-1}$) stwierdzono w tym samym miesiącu, a średni roczny (1961-2005) jej wzrost był identyczny ($0,02^{\circ}\text{C rok}^{-1}$). Wyraźne podobieństwa występują także w przypadku wartości temperatury wody maksymalnej i minimalnej, a także długości okresów z temperaturą wody wysoką ($>20^{\circ}\text{C}$) i niską ($<2^{\circ}\text{C}$) wraz z widocznymi trendami ich zmian w wieloleciu.

Nie ulega wątpliwości, że temperatura wody w rzece zależy w największym stopniu od temperatury powietrza i pozostałych elementów meteorologicznych, na co zwracano uwagę już znacznie wcześniej (m.in. Mikulski 1963, Soja 1973). W skrajnych przypadkach wpływ ten może być jednak znacznie ograniczony, głównie przez wody podziemne zasilające rzekę (autorom znane są cieki na Niżu Polski

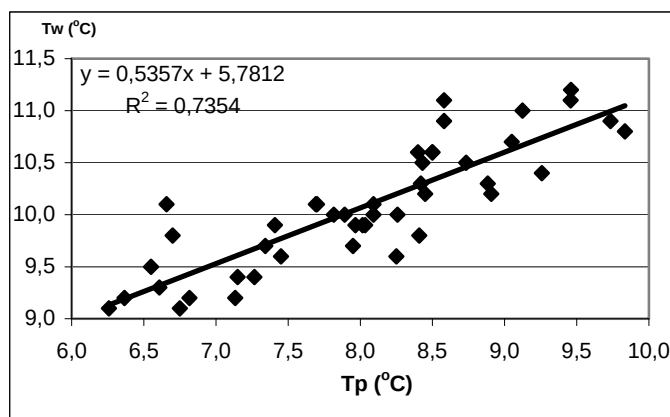
– dopływy dolnej Wisły, w których maksymalna temperatura wody przekracza zaledwie 12°C). W przypadku dolnej Wisły wydaje się, że wpływ lokalnych i regionalnych czynników na temperaturę wody na całym jej odcinku jest prawie nieistotny. Duża objętość wody dolnej Wisły pochodząca głównie z górnej i środkowej zlewni reaguje na krótkookresowe i wieloletnie zmiany temperatury powietrza zapewne z opóźnieniem, ale w sposób równomierny i podobny na całym odcinku, mimo, że Toruń i Tczew znajdują się w różnych regionach klimatycznych: Chełmińsko-Toruńskim i Dolnej Wisły (Woś, 1999). Można więc mówić o dużej bezwładności termicznej dolnej Wisły.

Silne związki między temperaturą wody w Wiśle i temperaturą powietrza potwierdzają wysokie wartości współczynników determinacji dla poszczególnych miesięcy, półroczy i roku (tab. 10, rys. 7 i 8). Wysoką korelację stwierdzono w okresie od maja do sierpnia (R^2 od 0,726 do 0,892), a także dla marca, października, półrocza letniego, zimowego i roku ($R^2=0,735$). Słabe związki wystąpiły od grudnia do lutego. Wyniki te różnią się od danych dla rzeki Ropy (Wiejaczka 2006-2007), w której od maja do sierpnia stwierdzono niskie związki z temperaturą powietrza, a wysokie w okresie wiosny i jesieni. Przyczyną jest zapewne odmienny reżim hydrologiczny Ropy.

Tabela 10. Miesięczne, roczne i półroczne zależności (R^2) między średnią (1961-2005) temperaturą powietrza w Toruniu a średnią (1961-2005) temperaturą wody Wisły w Toruniu.

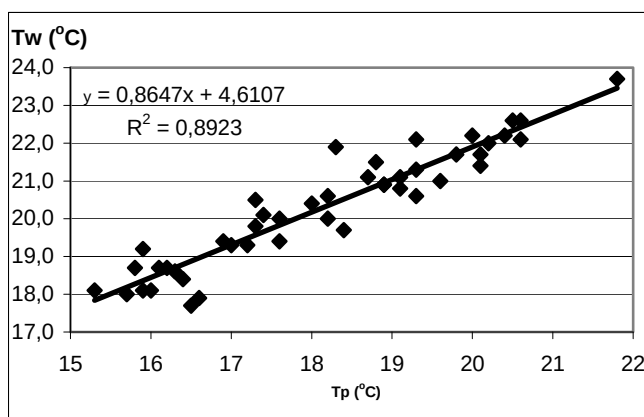
Table 10. Monthly, yearly and half-year relations (R^2) between the mean (1961-2005) air temperature in Toruń and the mean (1961-2005) temperature of the Vistula water in Toruń.

XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok	XI-IV	V-X
0,591	0,435	0,355	0,489	0,805	0,534	0,742	0,726	0,892	0,753	0,661	0,751	0,735	0,766	0,815



Rys. 7. Związki między średnią roczną temperaturą wody w Wiśle w Toruniu (T_w) a średnią roczną temperaturą powietrza w Toruniu (T_p) w latach 1961-2005 (na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej).

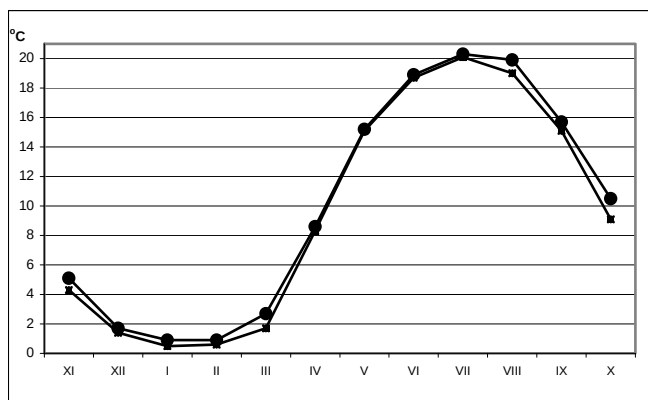
Fig. 7. Relations between the mean annual water temperature in the Vistula in Toruń (T_w) and the mean annual air temperature in Toruń (T_p) in the years 1961-2005 (based upon the data obtained from the Institute of Meteorology and Water Management).



Rys. 8. Związki między średnią temperaturą wody w Wiśle w lipcu w Toruniu (T_w) a średnią temperaturą powietrza w lipcu w Toruniu (T_p) w latach 1961-2005 (na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej).

Fig. 8. Relations between the mean water temperature in the Vistula in Toruń in July (T_w) and the mean air temperature in Toruń in July (T_p) in the years 1961-2005 (based upon the data obtained from the Institute of Meteorology and Water Management).

Osobnym zagadnieniem, o którym jedynie wspomina się w niniejszym opracowaniu, jest wpływ fluktuacji klimatycznych na temperaturę wody dolnej Wiśle. Porównując średnią miesięczną temperaturę wody Wisły w Toruniu z lat 1922-1930 oraz 1948-1956 (Gołek, 1961) nie sposób pominąć faktu wyższych jej wartości w każdym miesiącu w okresie 1961-2005. Największe różnice widoczne są od sierpnia do października (rys. 9), kiedy to osiągają $1,4^{\circ}\text{C}$, a także w półroczu zimowym (w marcu dochodzą do 1°C). W wyniku tego średnia temperatura roczna Wisły w Toruniu w latach 1961-2005 jest o $0,6^{\circ}\text{C}$ wyższa w porównaniu do lat 1922-1956 (z przerwą w latach 1931-1947).



Rys. 9. Przebieg średniej miesięcznej temperatury wody Wisły w Toruniu w latach 1922-1956 (wg J. Gołka, 1961 - linia dolna) oraz w latach 1961-2005 (linia górna).

Fig. 9. Course of the mean monthly water temperature in the Vistula in Toruń in the years 1922-1956 (according to J. Gołek, 1961 - the lower line) and in the years 1961-2005 (the upper line).

Ze wstępnych danych wynika, iż temperatura wód rzecznych stanowi także (podobnie jak wód jeziornych) indikator fluktuacji klimatycznych. Dowodem na to są m.in. coraz krótsze okresy w roku z niską temperaturą wody ($<2^{\circ}\text{C}$) oraz coraz dłuższe okresy z temperaturą wysoką ($>20^{\circ}\text{C}$), a także dodatnie i istotne statystycznie trendy temperatury maksymalnej wody w kolejnych latach. Zagadnienie to będzie szczegółowo omówione w kolejnych opracowaniach.

UWAGI KOŃCOWE

Zjawiska i procesy omówione w niniejszym opracowaniu dotyczą dolnego odcinka największej rzeki w Polsce. Trudno powiedzieć, czy kształtują się one podobnie w przypadku innych rzek Polski Północnej. Można założyć, że rzeki o niższej objętości przepływu pozostają pod większym wpływem czynników regionalnych, w tym przede wszystkim wód podziemnych. Problemy te są aktualnie rozpatrywane na przykładzie innych dużych i małych rzek w tej części Polski. Uzyskane wyniki badań mogą nie tylko zweryfikować część poglądów na temat termiki rzek, ale także odzwierciedlać wpływ fluktuacji klimatycznych na reżim termiczny wód płynących.

Podziękowania

Autorzy pragną wyrazić podziękowania mgr. Ł. Zgliczyńskiemu za wykonanie części obliczeń parametrów temperatury wody Wisły w Toruniu.

SUMMARY

WATER TEMPERATURE IN THE LOWER VISTULA AND ITS LONG-TERM CHANGES

The author determined the highest values of the parameters which characterised the thermal regime of the Lower Vistula and documented the tendency and pace of their changes over the period of 45 years, i.e. from 1961 to 2005. The parameters of water temperature were calculated on the grounds of the results of the daily observations conducted by the Institute of Meteorology and Water Management at 06 UTC in Toruń (734.7 km of the river course) and in Tczew (908.6 km of the river course).

It was found that the values of all the parameters of water temperature in Toruń and Tczew were similar despite the fact that the observation points were located 174 km away from each other. This proves considerable thermal inertia of the River Vistula. The mean annual water temperature was 10.8°C in Toruń and 10.6°C in Tczew (Tab. 1), and showed a positive trend (on average $0.02^{\circ}\text{C year}^{-1}$, Fig. 1). The mean temperature also showed positive trends in almost all months of the year (Tab. 2). Its fastest growth was recorded in May ($0.05^{\circ}\text{C year}^{-1}$, Tab. 3, Fig. 2). The mean minimum temperature of the water in the particular months was also similar in Toruń and Tczew (Tab. 4). Its fastest positive trend was recorded in May (Tab 5, Fig. 3). The

trend of the mean minimum temperature was statistically important in spring and summer at $\alpha=0.05$ (Tab. 6). The mean values of the maximum temperature in the particular months (Tab. 6) also demonstrated a positive trend apart from the month of June when a negative trend was observed (on average $-0.04^{\circ}\text{C year}^{-1}$ in Toruń, Tab. 8 and Tab. 9, Fig. 4). In the years 1961-2005 the number of days with the temperature of water $<2^{\circ}\text{C}$ fell considerably, whereas, with the number of days with the temperature of water $>20^{\circ}\text{C}$ increased (Fig. 5 and Fig. 6). The author found noticeable relations between the temperature of the Vistula waters and the values of air temperature (Tab. 10, Fig. 7 and Fig. 8). The mean monthly values of water temperature in the years 1961-2005 turned out higher than those recorded in the first half of the twentieth century (Fig. 9).

LITERATURA

- GOŁEK J., 1961: *Termika rzek polskich*. Prace PIHM, 62, Warszawa.
- MIKULSKI Z., 1963: *Zarys hydrografii Polski*. PWN, Warszawa.
- NAWROCKA E., 1987: *Temperatura wód powierzchniowych*. [w:] Stachy J., (red.): *Atlas hydrologiczny Polski*. IMGW, Warszawa.
- SOJA R., 1973: *Termika wody w dorzeczu Ropy w okresie maksymalnych temperatur rocznych*. Przegląd Geograficzny, 45.
- WIEJACZKA Ł., 2006-2007: *Relacje pomiędzy temperaturą wody w rzece a temperaturą powietrza (na przykładzie rzeki Ropy)*. Folia Geographica, XXXVII-XXXVIII, 95-105.
- WIEJACZKA Ł., 2007: *Dobowy cykl temperatury wody w rzece Ropie poniżej zbiornika retencyjnego w Klimkówe*. Monitoring Środowiska Przyrodniczego, 8. Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce.
- WOŚ A., 1999: *Klimat Polski*. PWN, Warszawa.

Dr hab. Włodzimierz Marszelewski

marszel@umk.pl
Uniwersytet Mikołaja Kopernika
ul. Gagarina 9
87-100 Toruń

Mgr Inka Strzyżewska-Pietrucień

ipetrucien@wp.pl
Uniwersytet Mikołaja Kopernika
ul. Gagarina 9
87-100 Toruń

ZMIENNOŚĆ PRZEPŁYWÓW RZEK MIĘDZYRZECZA WISŁY I BUGU ORAZ PRAWDOPODOBIENSTWO POJAWIENIA SIĘ WARTOŚCI SKRAJNYCH

Zdzisław MICHALCZYK, Wojciech SOBOLEWSKI

Zakład Hydrografii, Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Abstrakt: Ocena zmian przepływów wybranych rzek międzyrzecza Wisły i Bugu wykonana została na podstawie danych hydrologicznych IMGW z lat 1951-2006, dotyczących średnich i skrajnych miesięcznych i rocznych przepływów. Na podstawie miesięcznych i rocznych wartości przepływów minimalnych, średnich i maksymalnych zestawionych dla profili hydrometrycznych rzek lubelskich z lat 1951-2006, wyznaczono przepływy charakterystyczne i ustalono tendencję zmian przepływu obliczając współczynniki regresji liniowej. Dla wszystkich przekrojów hydrometrycznych uwzględnionych w opracowaniu ustalono także wartości przepływów wysokich i niskich o określonym prawdopodobieństwie wystąpienia.

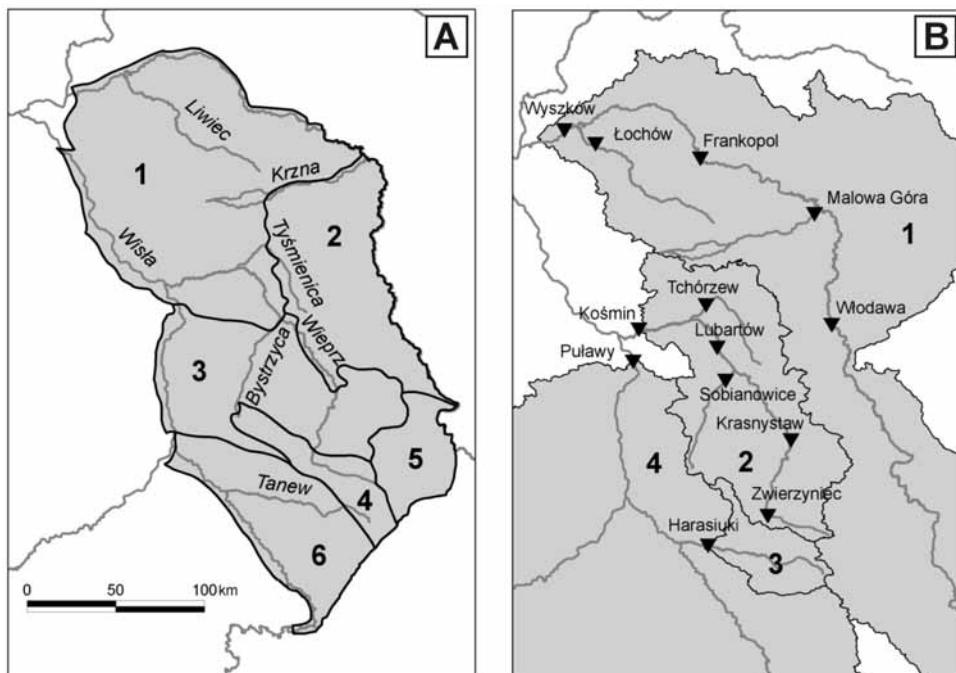
Słowa kluczowe: zmienność przepływów, przepływy wysokie i niskie, Wyżyna Lubelska, Polesie Lubelskie.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Międzyrzecze Wisły i Bugu, zamknięte na południu dorzeczem Tanwi, obejmuje w całości dwie krainy geograficzne – Wyżynę Lubelską i Polesie Lubelskie oraz Roztocze w granicach Polski. W północnej części jego zasięgu znajdują się Wysoczyzny Siedlecka i Żelechowska oraz Równina Łukowska, krainy wchodzące w obręb Niziny Południowo-podlaskiej (rys. 1A), a na południu fragment Kotliny Sandomierskiej i Pobuża. Jest to obszar charakteryzujący się zróżnicowaną budową geologiczną, rzeźbą terenu, pokrywą glebową, warunkami klimatycznymi oraz cechami hydrograficznymi i krajobrazowymi (Wilgał, 1968).

W układzie równoleżnikowym wyróżnia się północną część niżową i południową część wyżynną oraz równinną Kotlinę Sandomierską. Polesie Lubelskie (nazywane też Polesiem Zachodnim) należy do obszarów najmniej urozmaiconych hipsometrycznie w skali kraju. Wysokości bezwzględne mieszczą się w granicach od 140 do 200 metrów. Deniwelacje są bardzo małe, szczególnie w części północnej regionu. Zdecydowanie odmiennie wygląda powierzchnia Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Na Roztoczu wysokości bezwzględne przekraczają 300 m, a kulminacje sięgają nawet 390 m. Obszar wyżynny w swojej centralnej części ma wysokość 270-300 m n.p.m. Wysokości maleją w kierunkach wschodnim i zachodnim, osiągając w dolinach rzecznych na granicach regionu wartości 115 m n.p.m. w okolicach Puław, 160 m n.p.m. w okolicach Łęcznej i 175 m n.p.m. poniżej Dubienki. Na Roztoczu,

Grzędzie Sokalskiej i w przełomowym odcinku doliny Wisły wysokości względne przekraczają 100 m. Na pozostałych obszarach wyżynnych osiągają wartości do 40-60 m.



Rys. 1A. Podział na regiony geograficzne (wg: J. Kondrackiego, 1998):

1 - Nizina Południowopodlaska, 2 - Polesie Zachodnie, 3 - Wyżyna Lubelska, 4 - Roztocze Zachodnie i Środkowe, 5 - Wyżyna Wołyńska i Poboże, 6 - Kotlina Sandomierska.

Rys. 1B. Posterunki wodowskazowe na tle podziału hydrograficznego (B):

1 - dorzecze Bugu, 2 - zlewnia Wieprza po Kośmin, 3 - zlewnia Tanwi po Harasiuki, 4 - zlewnia Wisły po Puławy.

Fig. 1A. Geographical regions division (according to J. Kondracki, 1998) (A):

1 - Południowopodlaska Lowland, 2 - Western Polesie, 3 - Lublin Upland, 4 - Western and Central Roztocze, 5 - Wołyń Upland and Pobuzhe, 6 - Sandomierz Basin.

Fig. 1B. Watergauges on the background of hydrographic division (B):

1 - the Bug basin, 2 - the Wieprz catchment up to Kośmin, 3 - the Tanew catchment up to Harasiuki, 4 - the Wisła catchment up to Puławy.

Obszar międzyrzeczna Wisły i Bugu ma charakter rolniczy (tab. 1), gdyż w strukturze użytkowania gruntów dominują użytki rolne, które zajmują w skali regionu ponad $\frac{2}{3}$, a grunty leśne około $\frac{1}{4}$ powierzchni całkowitej. Jednocześnie jest to obszar o bardzo zróżnicowanych terenowych i klimatycznych warunkach obiegu wody. Średni odpływ jednostkowy z badanego obszaru wynosi około $4,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Michalczyk, Wilgat, 1998), w części północnej (nizinnej) regionu około $3,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a w południowej około $4,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Wyżyna Lubelska $3,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Roztocze i Kotlina Sandomierska $5,8 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$).

Tabela 1. Procentowa struktura użytkowania terenu na Lubelszczyźnie i w sąsiednich regionach.**Table 1.** Percentage land use structure in the Lublin Region and adjacent regions.

Typ użytkowania	Wyżyna Lubelska i Roztocze	Polesie Zachodnie	Nizina Południowo- podlaska	Kotlina Sandomierska	Wyżyna Wołyńska i Pobuże
obszary zurbanizowane	2,6	2,0	3,3	2,8	1,7
obszary użytkowane rolniczo	70,7	51,7	57,4	41,3	78,1
łąki i pastwiska	5,2	17,5	13,3	11,8	8,9
las	20,1	26,4	24,4	42,3	10,0
inne formy użytkowania	1,4	2,4	1,6	1,8	1,3
razem [%]	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Lubelszczyzna, w porównaniu z innymi regionami kraju, jest obszarem charakteryzującym się stosunkowo małą ilością opadów atmosferycznych. Najwięcej wody otrzymuje Roztocze, dla którego rocznie notuje się 650-700 mm opadu, natomiast najniższe sumy roczne nieznacznie przekraczające 500 mm obserwowano na Polesiu. Średnia wartość dla całego regionu wynosi 584 mm, przy dość dużej rocznej nieregularności opadów (mierzonej stosunkiem wartości najwyższej do najniższej), która zmienia się od 1,8 na południu do 2,7 na północy opisywanego obszaru. W miesiącach letnich suma opadów jest dwukrotnie wyższa, niż wiosną lub na jesieni. Najniższe opady występują w miesiącach zimowych. Na Roztoczu opady półrocza zimowego nie przekraczają 300 mm, a w półroczu letnim spada tu ponad 400 mm deszczu. W części nizinnej opady półrocza zimowego są zwykle niższe niż 200 mm, natomiast w półroczu letnim suma opadów osiąga wartość 300-350 mm. Mimo niskich wartości, to opady półrocza zimowego odgrywają znaczącą rolę w odnawianiu zasobów podziemnych i zasilaniu rzek Lubelszczyzny. Czas występowania pokrywy śnieżnej jest tu długi i wynosi ponad 90 dni. Okres ten jest często przerywany odwilżami, co sprzyja rozłożeniu odpływu w czasie. Bywają jednak takie zimy, kiedy warstwa nagromadzonego śniegu jest znaczna, a jej szybkie topnienie na wiosnę wywołuje gwałtowne wezbrania. Na przykład w kwietniu 1964 roku w dorzeczu Wieprza po 4 miesiącach zalegania dość grubej (około 30 cm) pokrywy śnieżnej nastąpiło wezbranie, w czasie którego natężenie przepływu przy ujściu podczas kulminacji osiągnęło wartość 591 m³/s, czyli około 16-krotnie więcej niż w warunkach przeciętnych (Michalczyk, Wilgat, 1998). Liczba dni z opadem wynosi 150-160 dni, z czego dni z opadem wyższym niż 1 mm jest około 90-100 w roku. Więcej takich dni notuje się na południu regionu i najczęściej występują one w miesiącach letnich. Deszcze obfite, dostarczające w ciągu doby ponad 10 mm wody również pojawiają się częściej na południu (15-17 dni) niż na północy (12-14 dni). Występują one głównie w czerwcu i lipcu, a na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej od maja do sierpnia. Jako przykłady wyjątkowo obfitych opadów deszczu na Lubelszczyźnie można odnotować letnie ulewy, które wystąpiły w 1922 roku w Dęblinie (107 mm), w 1929 w Chełmie (95 mm), w 1956 roku w Piaskach Szlacheckich koło Krasnogostawu (około 100 mm) i w 1981 roku w okolicach Kazi-

mierza Dolnego (około 100 mm) (Michalczyk, 1984). Opady takie występują lokalnie i powodują gwałtowne wezbrania o charakterze zdarzeń ekstremalnych w dolinach małych cieków, lub w suchych dolinach.

Dwie najzasobniejsze rzeki, Wisła i Bug, stanowiące granicę terenu badań, mają główne obszary zasilania poza regionem Lubelszczyzny. Przez środek międzyrzecza przepływa Wieprz, główna rzeka województwa lubelskiego, oraz Liwiec. Ich dorzecza w całości znajdują się na opisywanym terenie. Wszystkie te rzeki, poza krótkimi odcinkami górnego i dolnego Wieprza, mają również generalny kierunek zbliżony do południkowego. Takie ukierunkowanie sprawia, że ich dopływy mają najczęściej przebieg równoleżnikowy (Michalczyk, Wilgat, 1998).

ANALIZA ZMIAN PRZEPŁYWU RZEK

W oparciu o dane publikowane i archiwalne IMGW zestawiono średnie i skrajne przepływy miesięczne i roczne, zarejestrowane w 13 profilach hydrometrycznych (rys. 1B). W tym cztery przekroje dotyczą Wieprza, a trzy Bugu. W celu oceny zmian przepływów rzek na podstawie zestawienia miesięcznych wartości przepływów minimalnych, średnich i maksymalnych oraz średnich rocznych z lat 1951-2006 obliczono przepływy charakterystyczne i ustalono tendencję zmian wyznaczając współczynniki regresji liniowej (tab. 2A,B,C).

a) Kierunki zmian przepływu Wisły w Puławach:

- przepływy średnie miesięczne wykazują tendencję wzrostową w miesiącach: I, III, V, VIII, IX, X oraz spadkową w XI, XII, II, IV, VI, VII. Najwyższe spadki nastąpiły w kwietniu i czerwcu, odpowiednio -2,3 oraz -1,4 m³/s na rok,
- przepływy minimalne miesięczne charakteryzują się tendencją wzrostową, z wyjątkiem czerwca i lipca; również minima roczne wykazują zdecydowany wzrost o 1 m³/s na rok,
- przepływy maksymalne miesięczne zwiększają się w miesiącach: I, IV, V, VI, VII, IX oraz jako wartość roczna – wzrost o 5,5 m³/s, a w miesiącach XI, XII, II, III, VII, X wykazują tendencję spadkową.

b) Przepływy rzek Lubelszczyzny:

Przepływy minimalne:

- na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu (Wieprz w Krasnymstawie, Bystrzyca w Sobianowicach, Tanew w Harasiukach) stwierdzono wzrost rocznych i miesięcznych przepływów, z wyjątkiem Bystrzycy w marcu,
- w części niżowej regionu, na Polesiu, stwierdzono wzrost wszystkich minimów, z wyjątkiem Krzny w listopadzie, a na Mazowszu więcej miesięcy z niewielkimi spadkami w obu profilach w XI, VII i X oraz pojedynczo w IV, VII i IX;

Tabela 2A. Współczynniki regresji liniowej dla przepływów miesięcznych i rocznych rzek w latach 1951-2006 – przepływy niskie.

Table 2A. Line regression coefficients for monthly and annual river discharges in the period of 1951-2006 – minimal discharges.

Rzeka	Profil	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Wisła	Puławy	0,2681	0,1606	0,7763	0,1412	0,6514	0,2727	0,6716	-0,0668	-0,0932	0,2400	0,6517	0,4763	1,0067
Tanew	Harasutki	0,0098	0,0145	0,0046	0,0015	0,0284	0,0541	0,0327	0,0197	0,0233	0,0177	0,0155	0,0166	0,0248
Wieprz	Zwierzyniec	0,0119	0,0118	0,0124	0,0133	0,0133	0,0176	0,0138	0,0143	0,0117	0,0073	0,0072	0,0083	0,0100
Wieprz	Krasnystaw	0,0253	0,0536	0,0598	0,0860	0,0602	0,0588	0,0591	0,0442	0,0307	0,0276	0,0190	0,0333	0,0388
Wieprz	Lubartów	-0,0582	0,0031	0,0704	0,0724	0,0466	0,0529	0,0316	0,0540	0,0368	0,0415	0,0503	-0,0072	0,0200
Wieprz	Kośmin	-0,0336	0,0885	0,1555	0,1695	0,0914	0,1095	0,0723	0,0168	0,0373	0,0774	0,0806	0,1284	0,0694
Bystrzyca	Sobianowice	0,0100	0,0087	0,0185	0,0292	-0,0053	0,0014	0,0062	0,0091	0,0005	0,0189	0,0206	0,0109	0,0144
Tysmienica	Tchórzew	0,0299	0,0127	0,0348	0,0833	0,0384	0,0409	0,0118	0,0082	0,0084	0,0079	0,0359	0,0779	0,0161
Krzna	Malowa Góra	-0,0122	0,0285	0,0805	0,1294	0,0340	0,0244	0,0094	0,0049	0,0070	0,0159	0,0212	0,0281	0,0088
Liwiec	Łochów	-0,0174	0,0242	0,0289	0,0679	0,0587	0,0447	0,0320	0,0132	-0,0017	-0,0064	-0,0028	-0,0054	-0,0006
Bug	Włodawa	0,1441	0,1994	0,3051	0,4588	0,2898	0,3926	0,3320	0,2346	0,1807	0,1582	0,3215	0,3018	0,2209
Bug	Frankopol	0,2263	0,2871	0,5586	0,8481	-0,0011	0,6161	0,4689	0,3224	0,2123	0,2956	0,5609	0,5176	0,4131
Bug	Wyszków	0,0008	0,1589	0,4382	0,7339	-0,1242	0,4041	0,5216	0,2104	0,2016	0,2144	0,5073	0,4603	0,4114

Tabela 2B. Współczynniki regresji liniowej dla przepływów miesięcznych i rocznych rzek w latach 1951-2006 – przepływy średnie.

Table 2B. Line regression coefficients for monthly and annual river discharges in the period of 1951-2006 – average discharges.

Rzeka	Profil	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Wisła	Puławy	-0,4746	-0,4638	0,7549	-0,5339	0,2887	-2,3306	0,1155	-1,4270	-0,6192	0,8460	2,0196	0,5132	-0,0827
Tanew	Harasutki	-0,0389	-0,0482	-0,0173	-0,1333	-0,0573	-0,0581	0,0088	-0,0252	0,0079	0,0187	0,0264	-0,0066	-0,0257
Wieprz	Zwierzyniec	0,0029	0,0058	0,0052	0,0083	0,0118	0,0057	0,0071	0,0048	0,0039	0,0030	0,0080	0,0024	0,0058
Wieprz	Krasnystaw	0,0238	0,0466	0,0717	0,0538	0,0553	-0,0470	0,0521	0,0331	0,0462	0,0693	0,0486	0,0374	0,0415
Wieprz	Lubartów	-0,0727	-0,0311	0,0563	0,0456	0,0144	-0,1303	0,0444	0,0223	0,0366	0,1093	0,1014	0,0210	0,0182
Wieprz	Kośmin	-0,0397	0,0042	0,1587	0,1457	0,0218	-0,1610	0,0791	-0,0352	0,0030	0,1343	0,1578	0,1848	0,0501
Bystrzyca	Sobianowice	0,0126	0,0083	0,0200	0,0040	0,0355	-0,0012	0,0138	0,0133	0,0201	0,0268	0,0310	0,0204	0,0176
Tysmienica	Tchórzew	0,0173	0,0000	0,0604	0,0298	0,0402	0,0060	0,0155	-0,0190	0,0168	0,0357	0,0812	0,1012	0,0322
Krzna	Malowa Góra	-0,0393	0,0105	0,1155	0,0475	0,0230	-0,0540	0,0021	-0,0098	0,0082	0,0509	0,0597	0,0128	0,0195
Liwiec	Łochów	-0,0814	-0,0237	0,0443	-0,0906	0,0077	-0,0765	0,0259	0,0034	-0,0123	0,0026	0,0187	-0,0433	-0,0175
Bug	Włodawa	0,0647	0,1586	0,3570	0,4234	-0,1221	-0,5516	0,3542	0,2161	0,1642	0,3393	0,4289	0,3130	0,1787
Bug	Frankopol	-0,0698	0,0852	0,6267	0,5933	-0,3779	-1,4837	0,2495	0,1778	0,1451	0,4360	0,6465	0,4348	0,1258
Bug	Wyszków	-0,3273	-0,2825	0,5762	0,7045	-0,4424	-1,9349	0,2951	0,0867	0,0878	0,2571	0,5984	0,2818	0,0061

Tabela 2C. Współczynniki regresji liniowej dla przepływów miesięcznych i rocznych rzek w latach 1951-2006 – przepływy wysokie.
Table 2C. Line regression coefficients for monthly and annual river discharges in the period of 1951-2006 – maximal discharges.

Rzeka	Profil	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
Wisła	Puławy	-3,7369	-1,8530	2,7361	-4,8538	-2,7715	3,7518	1,8689	1,1341	-3,4557	6,7092	4,3315	-0,6918	5,4488
Tanew	Harasiuki	-0,2880	-0,1912	-0,0747	-0,7184	-0,8081	-0,2673	-0,2149	-0,1910	-0,0277	-0,0099	0,0653	-0,0638	-1,2847
Wieprz	Zwierzyniec	-0,0018	0,0035	0,0159	-0,0046	0,0300	-0,0389	0,0138	-0,0187	0,0045	0,0100	0,0121	-0,0011	-0,0485
Wieprz	Krasnystaw	-0,0053	0,0359	0,0887	-0,4191	-0,0289	-0,3658	0,0331	-0,0304	0,0724	0,1055	0,0698	0,0258	-0,7447
Wieprz	Lubartów	-0,0873	-0,0492	0,0779	-0,2464	-0,2813	-0,6816	0,0740	-0,0266	0,0470	0,1524	0,1390	0,0485	-1,0142
Wieprz	Kośmin	-0,1134	-0,1365	0,0605	-0,3598	-0,4730	-0,9764	0,0125	-0,1545	-0,0734	0,1015	0,1459	0,1310	-1,5722
Bystrzyca	Sobianowice	0,0208	-0,0129	0,0248	-0,0662	0,3138	0,0271	0,0301	0,0187	0,1319	0,1234	0,0813	0,0321	0,2885
Łyszczyca	Tchórzew	0,0042	-0,0050	0,1291	-0,0544	-0,0444	-0,0656	0,0381	-0,0424	0,0184	0,0438	0,1433	0,1300	-0,2180
Krzna	Malowa Góra	-0,0862	0,0059	0,1980	-0,2174	-0,1566	-0,0696	-0,0142	-0,0708	0,0005	0,1041	0,0967	-0,0028	-0,2623
Liwiec	Łochów	-0,1990	-0,1443	0,1173	-0,6425	-0,5377	-0,6762	-0,0048	-0,0814	-0,1460	-0,0200	0,0265	-0,1242	-1,4067
Bug	Włodawa	0,0134	0,0711	0,4391	-0,0147	-0,9856	-2,1888	0,0565	0,1745	0,0677	0,3511	0,4013	0,2629	-3,2333
Bug	Frankopol	-0,3378	-0,2641	0,7111	-0,5890	-1,6616	-4,0787	-0,5003	0,2295	0,1472	0,4015	0,6874	0,3024	-5,4872
Bug	Wyszków	-0,6251	-0,6196	0,9963	-0,8334	-2,2967	-4,7124	-0,3351	0,0540	0,0382	0,1500	0,6286	0,1270	-7,1528

W układzie przepływów średnich rzek stwierdza się:

- przewagę spadku miesięcznych przepływów w Harasiukach w okresie zimy i wiosny oraz spadek wartości rocznej,
- wzrost przepływu w Sobianowicach i w wzrost w Krasnymstawie (z wyjątkiem kwietnia),
- wzrost przepływów miesięcznych Tyśmienicy w Tchórzewie (z wyjątkiem czerwca),
- wzrost przepływów Krzyny w Malowej Górze (z wyjątkiem miesięcy XI, IV i VI),
- wzrost w 5 i spadek w 4 miesiącach oraz spadek wartości rocznych w Łochowie na Liwcu.

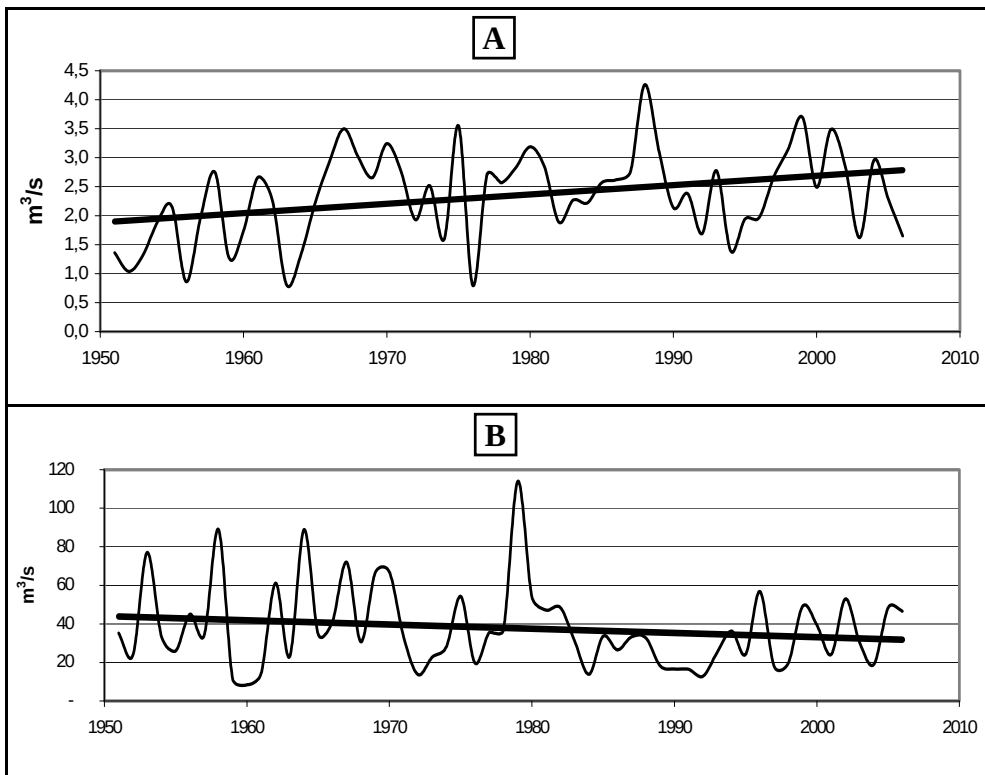
Przepływy maksymalne:

- w profilu Sobianowice na Bystrzycy stwierdzono wzrost miesięcznych oraz rocznych maksymalnych przepływów z wyjątkiem grudnia i lutego (efekt zwiększenia spływu wody z obszaru zurbanizowanego Lublina,
- spadek miesięcznych maksymalnych przepływów Tanwi w Harasiukach (z wyjątkiem IX),
- spadek miesięcznych maksymalnych przepływów Wieprza w Krasnymstawie w miesiącach XI, II, III, IV, VI oraz roku,
- spadki miesięcznych maksymalnych przepływów Krzyny w Malowej Górze i Tyśmienicy w Tchorzenie w miesiącach II, III, IV, VI i roku oraz ich wzrost w I, VII, VIII i IX.

Z analizy danych z 13 przekrojów wodowskazowych stwierdzono wzrost rocznych maksymalnych przepływów tylko w Sobianowicach na Bystrzycy, a w pozostałych profilach hydrologicznych spadek. W ujęciu miesięcznym przewaga wzrostów zauważalna jest w I, III, IV, V i VI, natomiast w miesiącach II, VII, VIII, IX stwierdzono przewagę zmniejszania się przepływów.

Analiza wartości współczynników regresji liniowej, ze szczególnym uwzględnieniem kierunku zmian wielkości przepływu w poszczególnych miesiącach pozwala stwierdzić, że istnieje generalna tendencja do wzrostu przepływów minimalnych (rys. 2A) i spadku wielkości przepływów maksymalnych (ryc. 2B), co może świadczyć o zmniejszeniu amplitudy wahań przepływów, a więc również o zwiększeniu regularności odpływu. Przyczyną zaobserwowanych procesów są prawdopodobnie zmiany klimatu zachodzące w regionie.

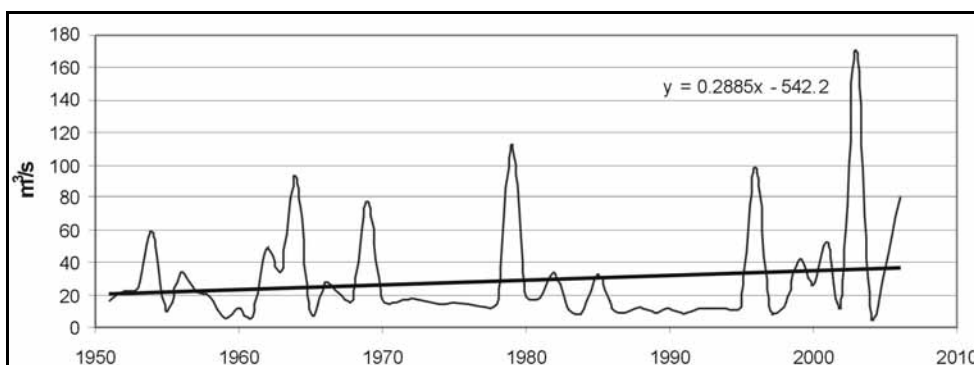
Szczególnie warto zwrócić uwagę na miesiące jesienne (głównie listopad) i zimowo-wiosenne (luty, marzec i kwiecień). Praktycznie wszystkie rzeki (oprócz Bystrzycy) wykazują w tym czasie ubytek przepływów wysokich, co świadczy o obniżeniu znaczenia pokrywy śnieżnej w formowaniu odpływu. Zaobserwowane zmiany wartości odpływu z terenu Lubelszczyzny mogą być sygnałem informującym o istnieniu pewnego stałego kierunku przemian reżimu rzek tego regionu.



Rys. 2. Przepływy minimalne (A) i maksymalne (B) Tyśmienicy.

Fig. 2. Minimal (A) and maximal (B) discharges of the Tyśmienica river.

Na tle ogólnych tendencji w sposób wyraźny wyróżniają się dwie rzeki. Na obszarze niżej jest to Liwiec, którego przepływy maleją we wszystkich grupach (przepływy wysokie, średnie i niskie) praktycznie przez większość miesięcy w roku, przy czym ubytki wśród przepływów niskich następują od lipca do listopada, a wśród przepływów średnich od października do kwietnia (z przerwami). Dla przepływów wysokich obserwuje się spadki przez 10 miesięcy w roku. Należy zaznaczyć, że jest to jedyna rzeka w badanej grupie, która zmniejsza swoje odpływy minimalne. Wśród rzek wyżynnych w sposób szczególny, kształtuje się odpływ Bystrzycy. Rzeka ta wykazuje zupełnie inny charakter w stosunku do pozostałych rzek regionu. Jej wyjątkowość przejawia się w zwiększaniu odpływów niskich, średnich i wysokich. Łatwo można zauważyć, że jest ona całkowitym przeciwieństwem Liwca. Jako jedyna spośród rzek biorących początek na Lubelszczyźnie zwiększa swoje przepływy maksymalne (rys. 3), a jako jedyna ze wszystkich objętych badaniem zwiększa także przepływy minimalne i średnie.



Rys. 3. Przepływy maksymalne Bystrzycy w latach 1951-2006.

Fig. 3. Maximal discharges of the Bystrzyca river in the period of 1951-2006.

PRAWDOPODOBIENSTWO WYSTĘPOWANIA WARTOŚCI SKRAJNYCH PRZEPŁYWU

Do określenia prawdopodobieństwa pojawienia się przepływów wysokich na głównych rzekach Lubelszczyzny zastosowano trzecią krzywą Pearsona. Obliczenia przebiegały według schematu konstruowania krzywej kumulacyjnej zaproponowanego przez Fostera. Metoda ta została zmodyfikowana tak, aby uniknąć niedogodności związanych ze stosowaniem tablic Fostera. Rachunek opiera się na wyznaczeniu serii równań (wielomianów drugiego stopnia) opisujących dla poszczególnych poziomów prawdopodobieństwa zależności między współczynnikami asymetrii i odchyleniami rzędnych krzywej kumulacyjnej od wartości średniej. Jako podstawę do obliczeń przyjęto maksymalne przepływy roczne z wielolecia 1951-2006. Wyniki obliczeń zawiera tablica (tab. 3).

Tabela 3. Prawdopodobieństwo wystąpienia wysokich przepływów na rzekach Lubelszczyzny.

Table 3. Probability of the highest discharges occurrence in rivers of the Lublin Region.

Rzeka	Profil	Powierzchnia zlewni [km ²]	Przepływy [m ³ /s] przy określonym prawdopodobieństwie [%]					
			1%	3%	5%	10%	25%	50%
Wisła	Puławy	57264	7314	6290	5764	5023	3887	2816
Tanew	Harasiuki	2034	259	215	193	162	117	77
Wieprz	Zwierzyniec	405	28	22	19	15	10	6
Wieprz	Krasnystaw	3001	262	195	168	128	77	40
Wieprz	Lubartów	6364	381	269	232	169	99	51
Wieprz	Kośmin	10231	498	374	326	253	163	97
Bystrzyca	Sobianowice	1265	148	107	91	67	38	17
Tyśmienica	Tchórzew	2341	107	89	80	67	49	33
Krzna	Malowa Góra	3128	173	144	130	110	81	54
Liwiec	Łochów	2466	305	246	218	178	123	76
Bug	Włodawa	14410	775	633	564	468	330	210
Bug	Frankopol	31336	1303	1050	933	769	544	361
Bug	Wyszków	39119	2022	1558	1370	1089	735	469

W przypadku badania przepływów wysokich celem obliczeń jest ustalenie prawdopodobieństwa osiągnięcia, lub przekroczenia od dołu pewnej ustalonej, zwykle wysokiej wartości progowej, natomiast w wyniku analizy przepływów niskich, interesujące jest prawdopodobieństwo osiągnięcia, lub przekroczenia od góry założonej niskiej wartości przepływu. Do obliczeń prawdopodobieństwa przepływów niskich w wieloleciu 1951-2006 wykorzystano klasyczną metodę Gumbela, polegającą na wyznaczeniu przepływu $Q_{\min p}$ o założonym prawdopodobieństwie wystąpienia, na podstawie wartości średniej przepływu minimalnego i współczynnika zmienności:

$$Q_{\min p} = \overline{Q_{\min}} \cdot (1 + A \cdot C_v)$$

gdzie: $\overline{Q_{\min}}$ – średni przepływ minimalny,
 C_v – współczynnik zmienności,
 A – wartość zależna od żadanego prawdopodobieństwa.

Wzór ten zakłada, że przepływy w cieku są od dołu ograniczone wartością absolutnie najniższego przepływu $Q_{\min \min}$, dlatego możliwe jest obliczenie prawdopodobieństwa $p=0\%$, odpowiadającego temu właśnie absolutnie najniższemu przepływowi. Dokładność wyznaczenia tego przepływu jest tym większa, im dłuższy ciąg obserwacyjny jest wykorzystany w obliczeniach. Prawdopodobieństwo wystąpienia przepływów niskich na rzekach Lubelszczyzny przedstawia tabela (tab. 4).

WNIOSKI

Przeprowadzona analiza zmienności przepływu wybranych rzek obszaru międzyrzecza Wisły i Bugu wykazuje wewnętrzną spójność systemu hydrograficznego Lubelszczyzny, przejawiającą się podobnym charakterem odpływu z poszczególnych zlewni i podobnymi kierunkami zaobserwowanych zmian. W badanym wieloleciu 1961-2006 zaobserwowano ogólną tendencję zwiększania się przepływów minimalnych i zmniejszania przepływów maksymalnych; a szczególnie zaznacza się obniżanie przepływów wysokich towarzyszących topnieniu pokrywy śnieżnej na przełomie zimy i wiosny.

Spośród grupy rzek objętych badaniem wyróżniają się Liwiec i Bystrzyca, przy czym rzeki te wykazują kontrastowe różnice w charakterze zaobserwowanych zmian odpływu. W Liwicu stwierdza się obniżanie rocznych wartości przepływów: minimalnych, średnich i maksymalnych. Natomiast Bystrzyca przeciwnie, jako jedyna charakteryzuje się zwiększaniem się rocznych wartości przepływu we wszystkich trzech grupach. Pierwszy przypadek można tłumaczyć charakterem środowiska przyrodniczego zlewni Liwca, która jest rzeką typowo nizinną, odwadniającą tereny o budowie geologicznej i rzeźbie odmiennej od pozostałych, wyżyn-

nych zlewni rzecznych. Drugi przypadek, Bystrzyca, to rzeka płynąca przez Lublin i zasilana dużą ilością wód ściekowych i opadowych z terenu aglomeracji lubelskiej. Dodatkowo pewną rolę w kształtowaniu przepływów Bystrzycy może odgrywać zbiornik retencyjny (Zalew Zemborzycki) zlokalizowany powyżej Lublina. Jego działanie wpływa jedynie na pewne wyrównywanie odpływu, a nie na jego wieloletnią tendencję wzrostową.

W latach 1951-2006 Wieprz, największa rzeka Lubelszczyzny, w profilu kontrolnym w Kośminie zmieniała swoje odpływy jednostkowe odpowiadające odpływowi maksymalnym rocznym w granicach od 3,91 do 57,8 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Wartość największego odpływu w opisywanym wieloleciu odpowiada prawdopodobieństwu wystąpienia przepływów wysokich tej rzeki na poziomie około 0,4%. Maksymalny odpływ jednostkowy z dorzecza Bystrzycy wyniósł w roku 2003 w profilu Sobianowice 135 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, co odpowiada przepływowi wysokiemu o prawdopodobieństwie 0,5%. Był to jednocześnie najwyższy w regionie odpływ jednostkowy zarejestrowany w analizowanym okresie. Również na innych rzekach, jak na przykład na Tyśmienicy w Tchórzewie i na Krznie w Malowej Górze, przepływy najwyższe osiągnęły wartości o prawdopodobieństwie poniżej 1%. Ze zlewni Krzny odpływało maksymalnie 58,2 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a ze zlewni Tyśmienicy 48,7 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Tanew niosła maksymalnie 116,5 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ w 1999 roku, co odpowiada przepływowi o prawdopodobieństwie nieco wyższym niż 1%. Odpływy jednostkowe o prawdopodobieństwie przewyższenia 50% wynoszą w rzekach wyżynnych najczęściej po kilkanaście $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Osiągają one od około 8 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ dla Wieprza w Lubartowie do 17,3 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ dla Krzny w Malowej Górze. Wyższe wartości zanotowano dla Wisły, która jest rzeką tranzytową, Tanwi zasilanej z Roztocza i Kotliny Sandomierskiej oraz Liwca, rzeki o charakterze nizinnym.

Najniższe wartości odpływów mają rzeki nizinne, których minimalne odpływy jednostkowe są nieco wyższe od 0,3 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Na przykład Krzna w Malowej Górze w roku 1952 charakteryzowała się odpływem 0,32 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, co odpowiada przepływowi niskim o prawdopodobieństwie wystąpienia na poziomie 5%. Natomiast zlewnia Tyśmienicy zamknięta profilem w Tchórzewie w roku 1976 dawała odpływ 0,34 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, co odpowiadało przepływowi niskiemu o prawdopodobieństwie mieszczącym się w przedziale 0-0,5%, a więc można stwierdzić, że odpływ był wówczas bliski wartości minimum absolutnego. Rzeki wyżynne mają minimalne odpływy jednostkowe wyższe, na poziomie od 0,65 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Bystrzyca w Sobianowicach w roku 1969) do 1,16 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Wieprz w Lubartowie w roku 1952). Wartości te odpowiadają przepływowi niskim o prawdopodobieństwie wystąpienia na poziomie kilku procent (poniżej 5%). Tanew w Harsiu miał w roku 1961 największy zanotowany na rzekach płynących z Lubelszczyzny minimalny odpływ jednostkowy w wysokości 1,43 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (odpowiada to prawdopodobieństwu jej przepływów wysokich na poziomie 0,5%). Wyższymi wartościami charakteryzuje się tylko Wisła w Puławach, która jest jednak rzeką tranzytową.

SUMMARY

VARIABILITY OF RIVERS' DISCHARGES IN THE AREA OF THE VISTULA AND THE BUG INTERFLUVE AND PROBABILITY OF THE EXTREME VALUES OCCURRENCE

Evaluation of discharge variability of particular rivers in the area of the Vistula and the Bug interfluve was accomplished on the basis of hydrological data of Institute of Meteorology and Water Management concerning average and extreme annual and monthly discharge values. All data taken to the analysis come from the period of 1951-2006. Monthly and annual minimal, average and maximal discharge values in hydrometric profiles of rivers in Lublin Region were basis for determination of characteristic discharges and line regression coefficients of tendencies of discharge changes. Furthermore, for all considered hydrometric profiles high and low discharge values with given probability were determined.

LITERATURA

- KONDRACKI J., 1998: *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa.
- MICHALCZYK Z., 1984: *Charakterystyka stosunków wodnych dorzecza Godarza*. Przew. Zjazdu PTG, cz. II, Lublin. s. 121-125.
- MICHALCZYK Z., WILGAT T., 1998: *Stosunki wodne Lubelszczyzny*. Wyd. UMCS, Lublin.
- WILGAT T., 1968: *Przeglądowa mapa hydrogeograficzna województwa lubelskiego*. Annales UMCS, s.B, v.XX, Lublin. s. 223-242.

Prof. dr hab. Zdzisław Michalczyk
zdzislaw.michalczyk@umcs.lublin.pl
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
ul. Akademicka 19
20-033 Lublin

Dr Wojciech Sobolewski
Wojciech.Sobolewski@umcs.lublin.pl
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
ul. Akademicka 19
20-033 Lublin

JEZIORA W POLSCE JAKO PRODUKT TURYSTYCZNY

Anna NITKIEWICZ-JANKOWSKA, Grzegorz JANKOWSKI

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Abstrakt: Turystyka jest tą dziedziną gospodarczej działalności człowieka, która posiada możliwość tworzenia takich atrakcji, czy produktów turystycznych, które będą w swej istocie i strukturze przykładem zastosowania oraz wdrożenia w życie zasad zrównoważonego rozwoju. Przyrodnicze walory turystyczne, a ich przykładem są jeziora i zbiorniki wodne, należą właśnie do tych elementów potencjału turystycznego, na bazie których można owe atrakcje i produkty tworzyć.

Głównym celem niniejszego artykułu jest opracowanie struktury produktu turystycznego jeziora. Osiągnięcie w pełni celu głównego będzie możliwe dzięki następującym celom szczegółowym, do których należą:

- określenie związku pomiędzy turystyką a zrównoważonym rozwojem,
- ogólna analiza potencjału turystycznego jezior w Polsce.

Najważniejszym wnioskiem końcowym jest stwierdzenie, iż zastosowanie odpowiednio wypracowanego dla konkretnego produktu turystycznego – jeziora modelu oraz strategii rozwoju, pozwoli na ograniczenie negatywnego wpływu turystyki na stan jeziora i jego otoczenia. Można zatem powiedzieć, że przy zrównoważonym podejściu tworzenie produktów turystycznych z naturalnych elementów środowiska np. jeziora, może być sposobem wdrażania turystyki zrównoważonej.

Słowa kluczowe: turystyka, produkt turystyczny, organizacja turystyki, zrównoważony rozwój, jeziora.

WSTĘP

W dobie panującej globalizacji, która ma wpływ niemalże na wszystkie aspekty naszego życia i gospodarowania, z jednej strony wypoczynek i rekreacja stały się produktem bezcennym, na który nie wszyscy mogą sobie pozwolić, a z drugiej zaś strony nadmierny rozwój turystyki doprowadza często do niszczenia miejsc, w których owy wypoczynek i rekreacja mogą być realizowane. Powszechnie wiadomy jest fakt, iż naturalną potrzebą każdego człowieka jest chęć wypoczynku w otoczeniu czystym, ze świeżym powietrzem, zielenią wokół i najlepiej bliskim położeniem wód w postaci mórz, jezior czy rzek. Elementy te należą do podstawowych walorów wypoczynkowych umożliwiających człowiekowi regenerację sił zarówno fizycznych, jak i psychicznych.

Stopień zanieczyszczenia środowiska oraz jego degradacji zależy od tego czy prowadzony w nim sposób gospodarowania podporządkowany jest zasadom zrównoważonego rozwoju. Jedną z dziedzin gospodarczej działalności człowieka, która posiada wiele możliwości do wprowadzania w życie owych zasad, przy stosunkowo niewielkich kosztach, jest turystyka. Należy jednak pamiętać, że turystyka jako zja-

wisko wielopłaszczyznowe przy złej organizacji i nieodpowiedzialnym zarządzaniu środowiskiem, także może stanowić źródło zagrożenia (Jankowski, Nitkiewicz-Jankowska, 2004).

Niewątpliwym atutem turystyki jest możliwość tworzenia takich atrakcji, czy produktów turystycznych, które będą w swej istocie i strukturze przykładem zastosowania oraz wdrożenia w życie ekorozwoju. Przyrodnicze walory turystyczne, a ich przykładem są jeziora i zbiorniki wodne, należą właśnie do tych elementów potencjału turystycznego, na bazie których można owe atrakcje i produkty tworzyć.

Głównym celem niniejszego artykułu jest opracowanie struktury produktu turystycznego jeziora. Osiągnięcie w pełni celu głównego będzie możliwe dzięki następującym celom szczegółowym, do których należą:

- określenie związku pomiędzy turystyką a zrównoważonym rozwojem,
- ogólna analiza potencjału turystycznego jezior w Polsce.

TURYSTYKA A ZRÓWNOWAŻONY ROZWÓJ

Problematyka zrównoważonego rozwoju (tzw. ekorozwoju) zaczęła pojawiać się w literaturze na przełomie lat 1960. i 1970., gdy do opinii publicznej dochodziły fakty, które specjalistom w tej dziedzinie były już znane dużo wcześniej, że rozwój cywilizacyjny może zagrozić w ostatecznej formie egzystencji człowieka. Na Forum Zgromadzenia Ogólnego NZ w Paryżu w 1968 r. ogłoszono „Raport U'Thanta” na temat zagrożeń i zanieczyszczenia biosfery oraz zwrócono uwagę na brak integracji działalności gospodarczej człowieka z wymogami środowiska (Ostaszewska, Wrzosek, 1995).

Przenikanie zasad zrównoważonego rozwoju do różnych dziedzin gospodarczych, na przełomie wieków stało się praktyką bardzo modna. Zasady te (niejednokrotnie tylko w założeniu) stają się podstawą opracowywanych strategii regionalnych oraz koncepcji zarządzania zasobami naturalnymi, także w turystyce. Rozwój turystyki w regionie wymaga umiejętności przewidywania pewnych pojawiających się konsekwencji i zmusza do przemyślanego sterowania zgodnie z obowiązującymi zasadami zrównoważonego rozwoju (Jankowski, Nitkiewicz-Jankowska, 2005).

W świetle obowiązujących w Polsce ustaw, zrównoważony rozwój zdefiniowany został jako „taki rozwój społeczno-gospodarczy, w którym następuje proces integrowania działań politycznych, gospodarczych i społecznych, z zachowaniem równowagi przyrodniczej oraz trwałości podstawowych procesów przyrodniczych, w celu zagwarantowania możliwości zaspokojenia podstawowych potrzeb poszczególnych społeczności lub obywateli zarówno współczesnego pokolenia, jak i przyszłych pokoleń” (Prawo ..., 2004)

Relacje pomiędzy turystyką a środowiskiem oraz szkody ekologiczne będące skutkiem rozwoju turystyki, uzależnione są od różnorodnych czynników m.in.: skali ruchu turystycznego, form aktywności turystycznej gości, wielkości i zakresu prowadzonej działalności przez podmioty gospodarcze turystyki, stosowanych techno-

logii wytwarzania produktu turystycznego oraz stosowanych urządzeń ochronnych np. ochrony wód, utylizacja odpadów (Jędrzejczyk, 1995).

Faktem jest, że turystyka podobnie jak pozostałe elementy gospodarki przyczynia się do degradacji środowiska przyrodniczego w 5-7% (przemysł 40%, budownictwo 20%, komunikacja i rolnictwo po 15%) (Kamieniecka, 1998). Jednak obok negatywnych oddziaływań na środowisko w związku z rosnącą świadomością ekologiczną organizatorów, jak i turystów, posiada również i aspekt pozytywny, stając się inicjatorem działań na rzecz ochrony środowiska na różnych płaszczyznach (Meyer, 2004):

- prawnej – tworzenie nowych obszarów chronionych oraz określenie zasad ich wykorzystania przez turystykę, tworzenie stref ochronnych, czy ograniczonego użytkowania np. jezior i ich stref brzegowych ,
- ekonomicznej – finansowanie przedsięwzięć proekologicznych, działania mające na celu skuteczną ochronę przed negatywnymi oddziaływaniami człowieka (opłaty za korzystanie ze środowiska, kary za ponadnormatywne zanieczyszczenia),
- techniczno-technologicznej – wprowadzenie nowych rozwiązań oszczędzających środowisko przyrodnicze,
- organizacyjnej – działania podejmowane w ramach organizacji proekologicznych (działania oświatowe, propagatorskie, wydawnicze i in.), dodatkowym elementem jest monitoring środowiska,
- społecznej – kształtowanie świadomości ekologicznej.

Wprowadzanie ekopolityki w turystyce, biorąc pod uwagę interesy i zadania państwa, wynika z rozszerzenia realizacji zrównoważonego rozwoju w kraju. Ekopolityka i ekologizacja gospodarki turystycznej winna być antidotum na postępującą degradację rekreacyjnych wartości przyrody. Ekologizacja powinna stymulować procesy związane z dążeniem do wytwarzania produktu najbardziej zbliżonego do czystego ekologicznie oraz kreowania popytu np. na ekoturystykę i podobne formy wypoczynku, a także przekształcanie struktury zjawisk związanych z rozwojem turystyki, a także aktywny udział gospodarki turystycznej w ochronie środowiska i ekorozwoju kraju (Kamieniecka, 1998).

Zarządzanie turystyką zrównoważoną we wszystkich sektorach gospodarki sprowadza się do czterech ogólnych zasad: zapewnienia ochrony i zrównoważonego wykorzystania zasobów przyrodniczych, kulturowych i społecznych; zastosowanie podejścia interdyscyplinarnego do zarządzania turystyką; planowanie długofalowe; wspieranie lokalnej gospodarki i udziału ludności miejscowej w rozwoju turystyki (Zaręba, 2000).

POTENCJAŁ TURYSTYCZNY JEZIOR W POLSCE

Polska charakteryzuje się stosunkowo dobrze rozwiniętą siecią wód powierzchniowych, która daje możliwości turystycznego wykorzystania zarówno w obrębie

turystki wypoczynkowej (kąpiele), jak i specjalistycznej (np. kajakarstwo, żeglarsstwo). Największe znaczenie w tym zakresie posiadają rzeki, kanały, jeziora oraz sztuczne zbiorniki wodne, które charakteryzują się ogromnym zróżnicowaniem warunków turystycznych (Lijewski i in., 2002).

Ogólna liczba jezior o powierzchni ponad 1 ha w Polsce wynosi 7081 (Pojezierze Pomorskie – 3381, Pojezierze Mazurskie – 2061, Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie – 1347, obszar na południe od zlodowacenia bałtyckiego – 292), a zajmują one powierzchnię 281377,0 ha, co daje wskaźnik jeziorności kraju ok. 0,9% (Choiński, 2007).

Stopień turystycznego wykorzystania jezior uzależniony jest od ich naturalnych cech, które stanowią podstawę do licznych klasyfikacji, m.in. ze względu na: genetyczne pochodzenie, pojemność masy jeziornej, powierzchnię, reżim wahań zwierciadła wód czy bilans wodny. Cechy te wpływają zarówno na możliwość i sposób zagospodarowania strefy brzegowej, a tym samym na ich atrakcyjność turystyczną.

Do pożądaných cech jezior turystycznie i rekreacyjnie wykorzystywanych, a tym samym istniejących szlaków i akwenów należą: czystość wód i powietrza, cisza, leśistość terenów nadbrzeżnych, wartość widokowa oraz dostępność do brzegów, także z możliwością plażowania. Pod względem atrakcyjności turystycznej szlaki wodne podlegają następującej klasyfikacji (Lijewski i in., 2002):

- szlaki międzynarodowe – posiadają najwyższą, rzadko spotykaną w Europie wartość dla turystyki wodnej, a należy do niej 15 szlaków o łącznej długości 1614 km (14,0%):
 - szlaki kajakowe o przepustowości indywidualnej: Poprad, Radunia, Pasłęka – łączna długość 307 km,
 - szlaki kajakowe o przepustowości masowej: Dunajec, Krutynia, Czarna Hańcza, Brda, Wda, Drawa i Jezioro Brodnickie – łączna długość 984 km,
 - szlaki żeglarskie przystosowane do przepustowości masowej: Wielkie Jeziora Mazurskie od Węgorzewa przez Giżycko, Kamień, Ruciane-Nidę do jez. Wiartel – 110 km; Wielkie Jeziora Mazurskie od jez. Śniardwy przez Kanał Jegliński do Pisz – 20 km; Kanał Augustowski od Rygola przez jez. Necko do Biebrzy – 70 km; Jezioro Iławskie od Ostródy przez Miłomłyn do Iławy – 46 km; Kanał Elbląsko-Ostródzki od Ostródy do Elbląga – 77 km,
- szlaki ogólnokrajowe – o łącznej długości 6764 km (58,5%),
- szlaki regionalne – 3182 km (27,5%).

Atrakcyjność turystyczna akwenów jest określana również na podstawie podobnych kryteriów, jak szlaków. Spośród wszystkich akwenów o powierzchni powyżej 100 ha, a więc tych które mają podstawę do rozwoju turystyki wodnej, aż 47,3% należy do akwenów międzynarodowych, 21,0% ogólnokrajowych i 31,7% krajowych (Lijewski i in., 2002).

Szlaki w akwenach żeglarskich ze względu na lokalizację można podzielić na akweny:

- Pobrzeża Bałtyku i Pomorza Zachodniego: Charzykowskie – 26 km, Dąbie – 15 km, Drawsko – 12,6 km, Koronowskie – 28 km, Lubie – 14 km, Miedwie – 16,2 km, ra-

duńsko-ostrzycki – 48 km, Przesiecko – 12,5 km, Wdzydze – 9 km, Żarnowieckie – 7,6 km, Żur – 9,5 km,

- Mazury i Podlasie: Kanału Augustowskiego – 48 km, Kanału Elbląskiego – 147,4 km, rajgrodzki – 10 km, Wielkich Jezior Mazurskich – 126,4 km, wigierski – 17,5 km, zegrzyński – 41 km,
- Wielkopolska i Dolny Śląsk: domnicki – 3,8, Kanału Ślesińskiego i jez. Gopło – 82 km, kierski – 4 km, otmuchowski – 8,8 km, powidzki – 11,3 km, przemęcki – 12,5 km, sławski – 9,2 km, turawski – 7,5 km,
- Karpaty: czorsztyński – 8,4 km, goczalkowicki – 19 km, rożnowski – 14,4 km, soliński – 25 km, żywiecki – 11,7 km (*Atlas ...*, 2003).

Wymienione akweny żeglarskie w wielu przypadkach zlokalizowane są w obrębie parków krajobrazowych, co niewątpliwie wpływa na zasięg i możliwości turystycznego wykorzystania. Należą do nich m.in. szlaki: Charzykowski – Zaborowski P.K., Drawski – Drawski P.K., Raduńsko-Ostrzycki – Kaszubski P.K., Wdzydzki – Wdzydzki P.K., Żur – Wdecki P.K., Wigierski – Wigierski P.K., Domnicki i Przemęcki – Przemęcki P.K.

Jezióra w Polsce są stosunkowo dobrze turystycznie zagospodarowane, o czym świadczą liczne znane miejscowości turystyczno-wypoczynkowe zlokalizowane nad jeziorami lub w ich pobliżu, np. Czaplinek (z przystanią i stacją wodną) nad Jez. Drawskim, Gudowo (z przystanią, polami namiotowymi i kempingami) nad Jez. Lubie, Węgorzewo, Giżycko, Mikołajki – miejscowości w rejonie Wielkich Jezior Mazurskich z pełnym zapleczem turystyczno-rekreacyjnym czy Solina i Polańczyk nad Zb. Solińskim.

PRODUKT TURYSTYCZNY NA PRZYKŁADZIE JEZIORA

Pojęcie „produktu turystycznego” jest różnorodnie definiowane, a zrozumienie jego zakresu wymaga zarówno podejścia ekonomicznego, jak i marketingowego.

Z ekonomicznego punktu widzenia pojęcie „produkt” funkcjonuje w różnych dziedzinach gospodarczej działalności człowieka i definiowane jest jako „wszystko to, co można zaoferować nabywcom do konsumpcji, użytkowania lub dalszego przetworu”. Do produktów w tym ujęciu, zalicza się również: usługi, czynności, osoby, miejsca, pomysły technologiczne i inne oraz idee (Mruk, Rutkowski, 1999). Natomiast w myśl teorii marketingu „produktem” można nazwać ogólnie wszystko to, co może być przedmiotem wymiany handlowej, który jest ofertą czy propozycją sprzedawcy weryfikowaną przez rynek (Altkorn, 2004).

W przypadku produktów turystycznych, które stanowią mieszankę trzech głównych składników (atrakcji i infrastruktury turystycznej w miejscu recepcji oraz dostępności komunikacyjnej do niej), można mówić o pakiecie usług służących zaspokajaniu potrzeb konsumentów – turystów. Zgodnie z takim tokiem rozumowania „produkt turystyczny” obejmuje kompleksową obsługę turysty od czasu opuszczenia przez niego domu, do czasu kiedy do niego wraca (Middleton, 1996).

Produktem turystycznym jest zatem „wszystko to, co kupuje turysta w związku z podróżą turystyczną, a więc będzie to zarówno zbiór dóbr, jak i pojedynczych usług oraz pakiet usług powiązanych, spójnych i komplementarnych, których głównym celem jest zaspokojenie potrzeb podczas planowania wyjazdu, samej podróży oraz pobytu w miejscu recepcji turystycznej” (Nitekiewicz-Jankowska, 2009).

Podstawowymi elementami budującymi produkty turystyczne są istniejące na danym obszarze walory turystyczne, które odpowiednio przygotowane mogą stać się atrakcjami turystycznymi (Meyer, 2007), a jeśli te będą akceptowane przez turystów mają realne szanse przekształcić się w produkty turystyczne.

Produkty turystyczne charakteryzują się swoistym procesem powstawania, który ukierunkowany jest istniejącymi walorami turystycznymi w miejscu recepcji turystycznej, a także potrzebami podróżowania. W wyniku ukształtowanego popytu i realizującej go podaży turystycznej a także w wyniku zetknięcia się potrzeb z walorami, powstaje produkt turystyczny, przyczyniając się do realizacji podróży w określone miejsce jego występowania (Kaczmarek i in., 2005).

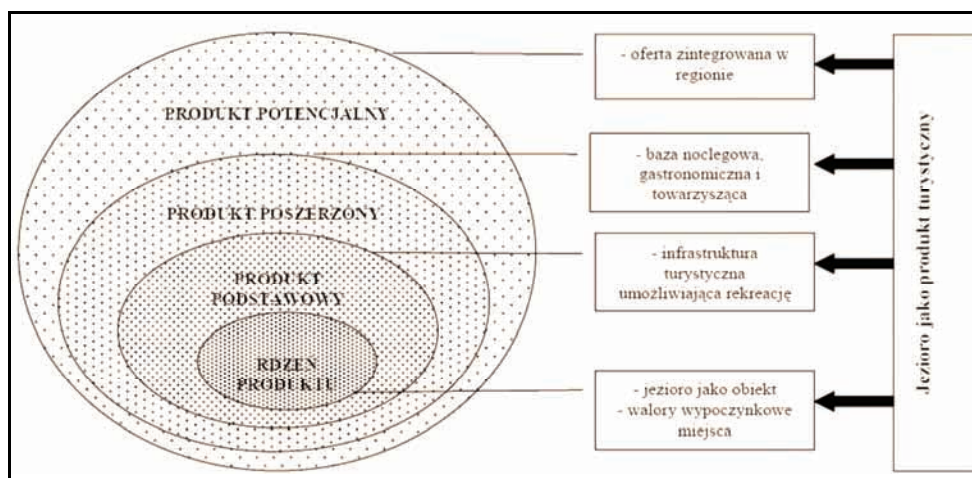
Walory turystyczne, pod pojęciem których rozumie się specyficzne cechy i elementy środowiska (walory przyrodnicze) oraz przejawy działalności człowieka (walory antropogeniczne) stanowią podstawę rozwoju zjawisk turystycznych w danym miejscu (Nitekiewicz-Jankowska, 2009).

Do walorów przyrodniczych, obok rzeźby terenu, warunków klimatycznych czy szaty roślinnej zalicza się również wody powierzchniowe. Przydatność wód powierzchniowych dla turystyki (głównie wypoczynkowej i specjalistycznej) zależy od: wielkości powierzchni akwenu wodnego, rodzaju brzegów, dna i głębokości, cech fizycznych i chemicznych samej wody oraz wykorzystania aktywnego (np. żeglarstwo czy kajakarstwo) (Kompendium..., 2002). W przypadku oceny przydatności turystyczno-rekreacyjnej jezior i zbiorników wodnych służyć może metoda wskaźnikowa opracowana przez A. Zwolińskiego (1992) dla zbiorników nizinnych, a która może mieć również zastosowania dla zbiorników innego typu, wykorzystując takie wskaźniki, jak: czystość wody, potencjalne wykorzystanie powierzchni wodnej, przydatność brzegów, naturalna chłonność strefy brzegowej i kąpielisk (Nitekiewicz-Jankowska, Rzętała, 2005).

Każdy produkt turystyczny posiada swoistą strukturę, w której najczęściej wyróżnia się następujące elementy (Kornak, Rapacz, 2001; Mruk, Rutkowski, 1999):

1. Istota (rdzeń) produktu – podstawowe korzyści, które konsumenci otrzymują nabywając dane dobro lub usługę.
2. Produkt rzeczywisty – cechy i elementy tworzące ten produkt (postrzeganie produktu).
3. Produkt poszerzony – cechy i elementy tworzące warstwę otaczającą dwa poprzednie poziomy (korzyści dodatkowe).
4. Produkt potencjalny – produkt posiadający potencjalne możliwości rozwoju w przyszłości.

Na tej podstawie można sprecyzować strukturę produktu turystycznego na przykładzie jeziora (rys. 1).



Rys. 1. Struktura produktu turystycznego na przykładzie jeziora.

Fig. 1. Structure of a lake-based tourism product.

Rdzeniem produktu turystycznego na przykładzie jeziora, będzie samo jezioro, jako potencjalny obiekt do turystycznego i rekreacyjnego wykorzystania. Ważnym elementem składowym jest także środowisko przyrodnicze otoczenia jeziora, które niewątpliwie wpływa na charakter wypoczynku i przede wszystkim na możliwości uprawiania różnych rodzajów i form turystyki czy rekreacji. Środowisko przyrodnicze bardzo często ze względu na prawną ochronę jego elementów, będzie już samo w sobie wartością dla turysty, jak również wskazówką dla organizatora turystyki w jakim kierunku można prowadzić dalsze działania na określonym obszarze.

Na produkt podstawowy w tym przypadku składają się elementy wzbogacające i umożliwiające korzystanie z walorów jeziora, a należą do nich elementy infrastruktury turystycznej. W związku z koniecznością dbałości o stan środowiska i obowiązującymi zasadami zrównoważonego rozwoju, a także zgodnie z obowiązującym „Prawem Ochrony Środowiska” etapy zagospodarowania turystycznego winny być poprzedzone odpowiednimi ocenami oddziaływania na środowisko, a także winny być skorelowane z istniejącymi strategiami rozwoju regionalnego. Do podstawowych elementów zagospodarowania strefy brzegowej jezior należą: przystanie (np. żeglarskie), kluby sportowo-rekreacyjne, wypożyczalnie sprzętu wodnego czy wydzielone kąpieliska.

W celu uniknięcia lub zmniejszenia negatywnego wpływu turystyki, na prowadzone inwestycje turystyczne należy patrzeć w ujęciu regionalnym a nie tylko lokalnym. Do inwestycji tych należą m.in. powstanie zaplecza noclegowego i gastronomicznego, a także towarzyszącego, które to wzbogacają produkt o wartości poszerzone (produkt poszerzony). Istnieje wiele rozwiązań zarówno budowy takich obiektów, jak i ich funkcjonowania, które należą do przyjaznych środowisku i z takich właśnie doświadczeń należy skorzystać, gdyż tylko one gwarantują zrównoważony rozwój turystyki.

Ostatnim elementem strukturalnym analizowanego produktu jest tzw. produkt potencjalny, który w przypadku jezior w Polsce posiada potencjał i możliwości rozwoju. Na produkt potencjalny składają się rozwiązania wykreowania oferty zintegrowanej z innymi produktami turystycznymi (także tego typu). Opracowanie takiej oferty, jest również pewnym narzędziem pozwalającym na wdrażanie ekorozwoju w turystyce regionalnej. Dobrym przykładem próby tworzenia takiej oferty jest organizacja ruchu turystycznego w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich, Kanale Augustowskim czy Kanale Elbląskim.

Reasumując można powiedzieć, że odpowiednio wykreowany i opracowany produkt turystyczny, także na bazie obiektu naturalnego jakim jest jezioro, może być zgodny z zasadami zrównoważonego rozwoju, pod warunkiem odpowiedniego do niego podejścia.

PODSUMOWANIE

Turystyka jest zjawiskiem w przestrzeni, co sprawia, że jest czynnikiem aktywnie na tą przestrzeń oddziałującym. Dwukierunkowa interakcja pomiędzy turystyką a środowiskiem sprawia, iż można w niej zastosować elementy modelu zarządzania środowiskiem (Nitekiewicz-Jankowska, 2009). Jednym z przykładów takiego modelu, jest ogólny model zarządzania środowiskiem B. Poskrobko (1998), na który składają się cztery składowe: sterowanie, regulacja, kierowanie i zarządzanie. Drugim modelem wartym zastosowania jest „cykl Deminga”, będący koncepcją zarządzania jakością, która w przypadku produktu markowego winna być na wysokim poziomie, i opartą na: planowaniu, wykonaniu, sprawdzaniu i poprawianiu (Zarządzanie ..., 2005).

Zastosowanie odpowiednio wypracowanego dla konkretnego produktu turystycznego – jeziora modelu oraz strategii rozwoju, pozwoli na ograniczenie negatywnego wpływu turystyki na stan jeziora i jego otoczenia. Można zatem powiedzieć, że przy takim zrównoważonym podejściu tworzenie produktów turystycznych z naturalnych elementów środowiska np. jeziora, może być sposobem wdrażania turystyki zrównoważonej.

SUMMARY

LAKES IN POLAND AS A TOURISM PRODUCT

Tourism is a sector of the economy that possesses the capability to produce attractions, or tourism products, whose nature and structure can serve as examples of the implementation of sustainable development principles. Natural assets associated with tourism such as lakes and reservoirs are elements of tourism potential that can be used to produce tourist attractions and tourism products.

The main purpose of this article is to present the structure of a lake-based tourism product. This goal will be fully realized using the following subordinate aims:

- Definition of the relationship between tourism and sustainable development.
- General analysis of the tourism potential of lakes in Poland.

The most important final conclusion is the notion that the application of a properly developed model and development strategy for a lake-based tourism product will result in a reduction of the negative impact of tourism on the state of lakes and their surroundings. It can, therefore, be said that a sustainable approach to the development of tourism products based on elements of the natural environment such as lakes can lead to the development of sustainable tourism.

LITERATURA

- ALTKORN J., 2004: *Marketing w turystyce*. PWN, Warszawa. 203 s.
- Atlas Polski. Tom 3. *Turystyka i rekreacja*. 2003. Mydel R., (red.). Fogra Oficyna Wydawnicza, Kraków. 320 s.
- CHOIŃSKI A., 2007: *Limnologia fizyczna Polski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań. 548 s.
- JANKOWSKI A.T., NITKIEWICZ-JANKOWSKA A., 2004: *Zasada zrównoważonego rozwoju w turystyce województwa śląskiego*. [w:] Kształtowanie jakości produktu turystycznego regionu z zachowaniem rozwoju zrównoważonego. Instytut Turystyki, Warszawa. s. 59-66.
- JANKOWSKI G., NITKIEWICZ-JANKOWSKA A., 2005: *Turystyka a zrównoważony rozwój w województwie śląskim – teoria a praktyka*. [w:] Mickiewicz B., (red.): *Rozwój lokalny – wykorzystanie instrumentów unijnych i regionalnych*. Tom II. AR w Szczecinie, BAR w Gorkach, MARK (MAAO) w Moskwie. Wydawnictwo Wydziału Ekonomiki i Organizacji Gospodarki Żywnościowej Akademii Rolniczej w Szczecinie, Szczecin. s. 447-453.
- JĘDRZEJCZYK I., 1995: *Ekologiczne uwarunkowania i funkcje turystyki*. Wydawnictwo Śląsk, Katowice. 198 s.
- KACZMAREK J., STASIAK A., WŁODARCZYK B., 2005: *Produkt turystyczny. Pomysł, organizacja, zarządzanie*. Polskie Wydawnictwo Ekonomiczne, Warszawa. 398 s.
- KAMIENIECKA J., 1998: *Ekopolityka w turystyce. Raport o zmianach możliwych i potrzebnych*. Instytut na rzecz Ekorozwoju, Warszawa. 76 s.
- KISTOWSKI M., 2003: *Regionalny model zrównoważonego rozwoju i ochrony środowiska Polski a strategię rozwoju województw*. Uniwersytet Gdański, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Gdańsk-Poznań. 394 s.
- Kompendium wiedzy o turystyce*. Gołembski G., (red.). PWN, Warszawa-Poznań. 436 s.
- KORNAK A.S., RAPACZ A. 2001: *Zarządzanie turystyka i jej podmiotami w miejscowości i regionie*. Wyd. Akademii Ekonomicznej im. Oskara Langego we Wrocławiu, Wrocław. 230 s.
- LIJEWSKI T., MIKUŁOWSKI B., WYRZYKOWSKI J., 2002: *Geografia turystyki Polski*. Polskie Wydawnictwo Ekonomiczne, Warszawa. 378 s.
- MEYER B., 2004: *Turystyka jako ekonomiczny czynnik kształtowania przestrzeni*. Rozprawy i studia T. (DCXIX) 545. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin. 436.
- MEYER B., 2007: *Zagospodarowanie turystyczne w procesie kreowania produktu turystycznego obszaru (na przykładzie pól golfowych w województwie zachodniopomorskim)*. [w:] *Polityka regionalna. Zagospodarowanie turystyczne*. Zeszyty Naukowe nr 465. Ekonomiczne Problemy Turystyki nr 8. Uniwersytet Szczeciński, Szczecin. s. 189-196.
- MIDDLETON V.T.C., 1996: *Marketing w turystyce*. Polska Agencja Promocji Turystyki, Warszawa. 414 s.

- MRUK H., RUTKOWSKI I.P., 1999: *Strategia produktu. Marketing bez tajemnic*. Polskie Wydawnictwo Ekonomiczne, Warszawa. 230 s.
- NITKIEWICZ-JANKOWSKA A., RZĘTAŁA M.A., 2005: *Ocena przydatności turystyczno-rekreacyjnej sztucznych zbiorników wodnych (na przykładzie zbiornika Pogoria I)*. [w:] Jankowski A.T., Rzętała M., (red.): *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze*. Uniwersytet Śląski, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Polskie Towarzystwo Geograficzne Oddział Katowicki, Sosnowiec. s. 169-175.
- NITKIEWICZ-JANKOWSKA A., 2009: *Koncepcja markowego produktu turystycznego strefy przygranicznej województwa śląskiego*. Wydział Zarządzania i Ekonomiki Usług Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin. (maszynopis pracy doktorskiej). 298 s.
- OSTASZEWSKA M., WRZOSEK S., 1995: *Międzynarodowe źródła prawa ochrony środowiska*. Fundacja Ekonomistów Środowiska i Zasobów Naturalnych w Białymstoku, Białystok. 50 s.
- Prawo ochrony środowiska*. Dz.U.2001.62.627 z późniejszymi zmianami. 178 s.
- ZARĘBA D., 2000: *Ekoturystyka. Wyzwania i nadzieje*. PWN, Warszawa. 184 s.
- ZWOLIŃSKI A., 1992: *Ocena walorów turystyczno-rekreacyjnych sztucznych zbiorników wodnych (na przykładzie zbiorników nizinnych)*. Instytut Turystyki, Warszawa. 122 s.
- POSKROBKO B., 1998: *Zarządzanie środowiskiem*. Polskie Wydawnictwo Ekonomiczne, Warszawa. 404 s.
- Zarządzanie turystyką na obszarach przyrodniczo cennych*. Poskrobko B., (red.). Wydawnictwo Wyższej Szkoły Ekonomicznej w Białymstoku, Białystok. 344 s.

Dr Anna Nitkiewicz-Jankowska

ania.nj@wp.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

Dr Grzegorz Jankowski

grzegorz.jankowski@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

WPŁYW BUDOWY ZBIORNIKA WODNEGO W ŚWINNEJ PORĘBIE NA SIEĆ KOLEJOWĄ WOJEWÓDZTWA MAŁOPOLSKIEGO

Anna POWAŁKA, Marek RUMAN, Andrzej SOCZÓWKA

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

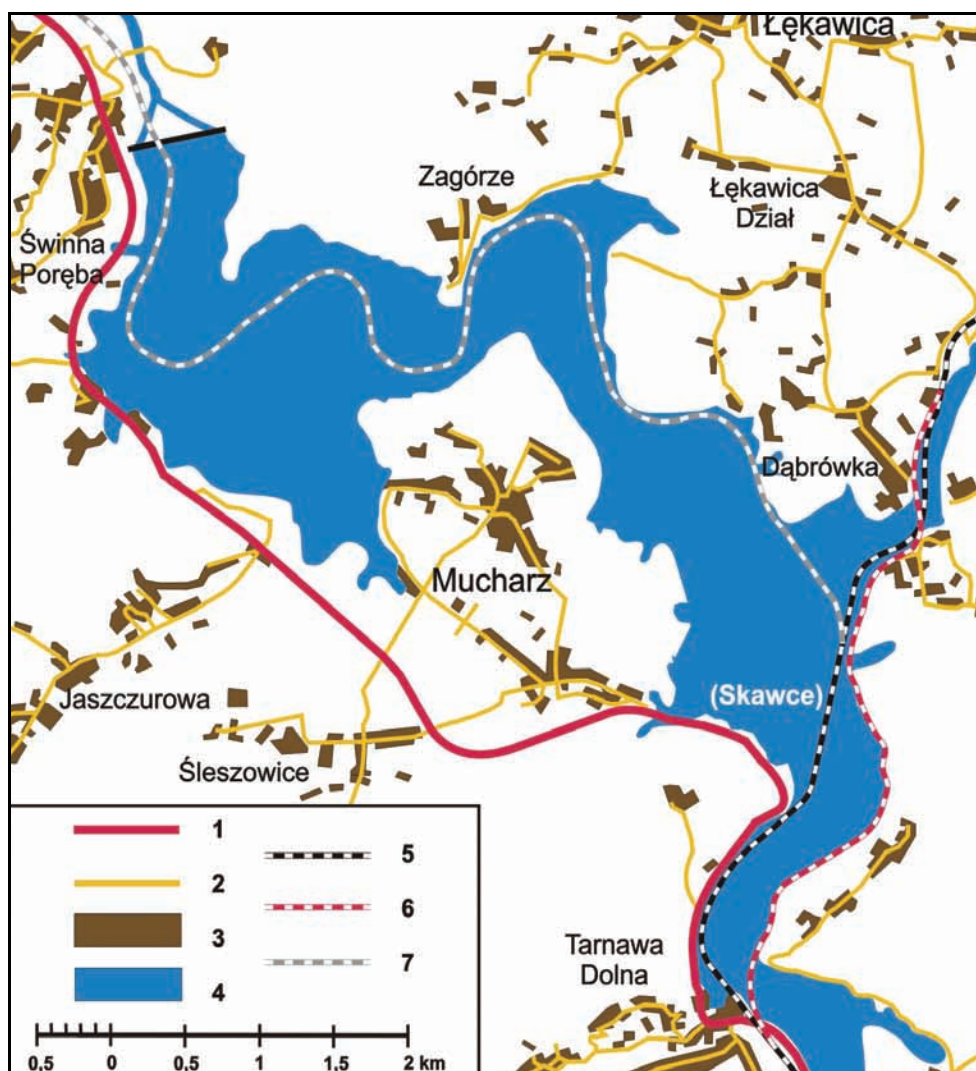
Abstrakt: W artykule przedstawiono charakterystykę, znaczenie oraz historię budowanego od 1984 roku zbiornika wodnego w Świnnej Porębie. W oparciu o literaturę przedmiotu, mapy i rozkłady jazdy z lat 1922-2009 oceniono wpływ budowy zbiornika na sieć kolejową, a w szczególności na linię Trzebinia-Skawce. W analizie zwrócono uwagę na niewykorzystany potencjał linii w dolinie Skawy w ruchu dalekobieżnym. W części o charakterze wnioskowym przedstawiono zagrożenia dla ruchu pasażerskiego wynikające z relokacji linii kolejowej na odcinku Sucha Beskidzka-Skawce-Stryszów, sprowadzone do dwóch wariantów: odstępiania od przebudowy (zamknięcia linii) oraz następstw uciążliwości, jakie wystąpią podczas tej przebudowy.

Słowa kluczowe: zbiornik wodny, Świnna Poręba, sieć kolejowa, województwo małopolskie, ruch pasażerski.

ZBIORNIK W ŚWINNEJ-PORĘBIE – KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA

W Polsce niezbędne jest zwiększanie retencji przy jednoczesnych działaniach prowadzących do poprawy jakości dostępnych zasobów wodnych. Możliwości retencyjne zbiorników wodnych w Polsce są ograniczone i nie zapewniają dostatecznej ochrony przed nadmiarami lub deficytami wody. W Polsce jest około 100 zbiorników i stopni wodnych o pojemności powyżej 1 mln m³. Łączna pojemność zbiorników wynosi 4 mld m³, co stanowi 6,5% średniego rocznego odpływu całkowitego, czyli całkowitej objętości wody odpływającej z obszaru Polski w ciągu roku (Mikulski, 2001). Jedną z większych inwestycji znajdującej się w ostatniej fazie realizacji jest budowa zbiornika w Świnnej Porębie.

Zbiornik wodny w Świnnej Porębie zlokalizowany jest we wschodniej części Beskidu Małego, w zlewni górnej Wisły na 26,6 km biegu rzeki Skawy między Wadowicami a Suchą Beskidzką na terenach gmin Mucharz, Stryszów i Zembrzyce (rys. 1). Rzeka Skawa jest prawobrzeżnym dopływem Wisły, o długości 96,4 km i powierzchni dorzecza 1160,1 km² (<http://www.krakow.rzgw.gov.pl/>). Nazwa powstającego zbiornika nie została dotychczas ostatecznie ustalona. Wśród propozycji pojawiają się: Zbiornik Świnna Poręba, Jezioro Mucharskie, Jezioro Świńskie, Jezioro Wadowickie, Zalew Suski.



Rys. 1. Wpływ budowy zbiornika w Świnnej Porębie na sieć linii kolejowych:

1 – droga krajowa nr 28, 2 – pozostałe drogi, 3 – zabudowa mieszkaniowa, 4 – Planowany zasięg zbiornika w Świnnej-Porębie przy normalnym poziomie piętrzenia wody), 5 – obecny przebieg linii kolejowej nr 97 na odcinku Stryśzów-Sucha Beskidzka, 6 – prawdopodobny nowy przebieg linii kolejowej nr 97 na odcinku Stryśzów-Sucha Beskidzka, 7 – zlikwidowany odcinek linii kolejowej nr 103 Skawce-Trzebinia.

Fig 1. The influence of dam building in Świnna Poręba on the railway network

1 – national road number 28, 2 – other roads, 3 – built-up area, 4 – dam in Świnna-Poręba (normal level of damming up water), 5 – actual route of the railway line number 97 on the distance Stryśzów-Sucha Beskidzka, 6 – new, hypothetical route of the railway line number 97 on the distance Stryśzów-Sucha Beskidzka, 7 – liquidated route of the railway line number 103 Skawce-Trzebinia.

Źródło: opracowanie własne.

Source: by authors.

Spśród ponad 100 zbiorników i stopni wodnych Polski o pojemności większej niż 1 mln m³ zbiornik wodny w Świnnej Porębie będzie należał do jednych z większych. Pod względem całkowitej pojemności (160 mln m³) i powierzchni (10,35 km²) przy maksymalnym piętrzeniu będzie zajmował odpowiednio 7 i 14 miejsce. Natomiast pod względem głębokości maksymalnej należeć będzie do najgłębszych w Polsce (Rocznik Statystyczny, 2007).

Zbiornik w Świnnej Porębie będzie miał charakter wielofunkcyjny. Podstawowym zadaniem zbiornika będzie ochrona przeciwpowodziowa doliny Skawy, jak również redukcja fali powodziowej Górnej Wisły, co stanowić będzie ochronę Krakowa. Rezerwa powodziowa w zbiorniku w zakresie objętości od 24 mln m³ do 60 mln m³ pozwoli na prowadzenie skutecznej gospodarki przeciwpowodziowej (<http://www.krakow.rzgw.gov.pl/>). Zbiornik ma zagwarantować przepływ rzeki Skawy poniżej zapory na poziomie 5,4-6,4 m³·s⁻¹, co ma zapewnić wodę na potrzeby rolnictwa i istniejących ujęć wody komunalnej oraz dać możliwość ochrony środowiska wodnego. Budowa zbiornika przyczyni się także do rozwoju sieci wodociągowych i kanalizacyjnych wraz z oczyszczalniami ścieków na terenach gmin położonych bezpośrednio w sąsiedztwie akwenu. Powstający zbiornik spowoduje rozwój turystyki i rekreacji nad akwenem co wpłynie na ożywienie gospodarcze okolicy. Planowane jest także uruchomienie elektrowni wodnej o szacowanej mocy na poziomie 20,9 GWh (<http://www.krakow.rzgw.gov.pl/>). Założenia gospodarki wodnej w odniesieniu do głównych funkcji budowanego zbiornika analizują R. Kokoszka i E. Zawisza (2008). Są to funkcje zupełnie różne od planowanych – podstawowym założeniem budowy zbiornika było zabezpieczenie dostaw wody dla przemysłu w ówczesnych województwach katowickim i bielskim.

Budowa zbiornika w Świnnej Porębie na rzece Skawie jest jedną z najdłużej realizowanych inwestycji hydrotechnicznych w Polsce. Już w latach 1919-1920 na zlecenie rządu opracowano ekspertyzę na temat możliwości wybudowania zbiornika wodnego w tej okolicy. W 1984 roku rozpoczęto przygotowania do realizacji inwestycji, zatwierdzając założenia techniczno-ekonomiczne oraz plan realizacyjny (Zbiornik wodny..., 2004). Zbiornik planowano wybudować do 1996 roku. Jak ocenia Z. Ambrożewski (2004), budowa zbiornika w pierwszym okresie przebiegała w szybkim tempie, pomimo trudnych warunków geologiczno-inżynierskich oraz trudności powstałych na początku realizacji inwestycji. Później w wyniku znacznych ograniczeń finansowych prace opóźniały się. Podstawowym problemem w realizacji wieloletniej inwestycji zbiornika wodnego w Świnnej Porębie jest nierytmiczne i niezgodne z harmonogramem finansowanie robót, ponadto otrzymywane środki są niższe od założonych.

Do tej pory wybudowano znaczną część obiektów w przekroju piętrzenia w sposób trwały przekształcając krajobraz doliny Skawy. Znaczenie inwestycji oraz zaawansowanie prac w budowie zbiornika stanowi uzasadnienie zarówno do dalszego jej kontynuowania, jak również do zdecydowanego jej przyspieszenia w celu osiągnięcia założonych funkcji i celów.

Autorzy artykułu pragną przybliżyć problematykę zmian na sieci kolejowej, zarówno dokonanych, jak i potencjalnych, wynikających z budowy zbiornika w Świnnej Porębie. Celem artykułu jest znalezienie odpowiedzi na następujące pytania:

1. Jakie zmiany na sieci kolejowej są konsekwencją budowy zbiornika w Świnnej Porębie?
2. Jakie znaczenie dla analizowanej linii miał zlikwidowany odcinek linii kolejowej ze Skawców do Wadowic biegnący doliną Skawy oraz czy budowa zbiornika w Świnnej Porębie przyczyniła się do upadku ww. linii kolejowej?
3. Jakie zagrożenia dla przewozów pasażerskich wynikają z dalszej realizacji inwestycji?

Zbiornik w Świnnej Porębie nie jest pierwszym przypadkiem kolizji sieci kolejowej z tym rodzajem hydrotechnicznej inwestycji. Podczas budowy zbiornika wodnego w Siemianówce w latach 80. XX wieku na rzece Narwi zdecydowano o pozostawieniu biegnących obok siebie w stronę granicy państwa dwóch niezelektryfikowanych, jednotorowych linii kolejowych – normalnotorowej z ruchem pasażerskim do Cisówki (do 2000 r.), oraz przygranicznej, szerokotorowej. Poprowadzono je nowym śladem po wysokim nasypie (grobli), która dzieli wybudowany zbiornik na dwie części. O pozostawieniu linii zdecydowały względy strategiczne (zaopatrzenie dla stacjonujących w Polsce wojsk radzieckich) i możliwość wykorzystania dla międzypaństwowych przewozów towarowych.

ZAKRES PRAC NIEZBĘDNYCH DLA REALIZACJI INWESTYCJI

Zakres niezbędnych prac przy budowie zbiornika w Świnnej Porębie określają raporty RZGW (Zbiornik wodny..., 2004). Zadania te podzielone są na 4 grupy: budowa zbiornika, w tym przeniesienie zabudowy mieszkaniowej i infrastruktury społecznej poza teren zbiornika, przebudowa dróg, przebudowa układu linii kolejowych oraz ochrona zlewni zbiornika. Wielkość przeznaczanych na budowę środków finansowych regulowana jest obecnie Ustawą z dnia 4 marca 2005 r. o ustanowieniu programu wieloletniego „Program budowy Zbiornika Wodnego Świnna Poręba w latach 2006-2010”. Zgodnie z wspomnianym raportem, realizacja poszczególnych zadań w 2003 roku wyglądała następująco:

- zadanie I (zbiornik) – położono rzekę Skawę do sztolni oraz dokończono sypanie grodzy II etapu, wybudowano i oddano do użytku przenoszone z terenu zbiornika szkoły podstawowe w Jaszczurowej i Mucharzu oraz budynek wielofunkcyjny Urzędu Gminy w Mucharzu, wykonano uzbrojenie terenów osiedli mieszkaniowych dla przesiedleńców w Świnnej Porębie i Borowinie Skawieckiej;
- zadanie II (przebudowa dróg) – wykonano prace na drodze krajowej nr 28 (Zator-Wadowice-Sucha Beskidzka-Limanowa-Nowy Sącz-Gorlice-Jasło-Krosno-Sanok-Przemyśl-Medyka), zwanej popularnie „trasą karpacką”, na odcinku Świnna Poręba-Skawce o łącznej długości 7,7 km, w tym 5 obiektów mostowych; również oddano do użytku 1,9 km dróg lokalnych na terenach przeznaczonych do zamieszkania przez mieszkańców przesiedlonych z terenu czaszy zbiornika;

- zadanie III (przebudowa i modernizacja kolei) – w 1992 roku rozpoczęto przełożenie linii kolejowej nr 97 na odcinku Stryszów-Sucha Beskidzka, które w następnym roku wstrzymano, natomiast do roku 1996 zmodernizowano odcinek linii kolejowej nr 117 Wadowice-Kalwaria Zebrzydowska Lanckorona oraz linii nr 103 Spytkowice-Wadowice; są to działania niezależne od dokonanej wcześniej rozbiórki linii nr 103 na odcinku Skawce – Wadowice;
- zadanie IV (ochrona zlewni zbiornika) – w 2003 roku wykonano 33 km kanalizacji sanitarnej z pięcioma przepompowniami sieciowymi oraz zbudowano mechaniczno-biologiczną oczyszczalnię ścieków w Jaszczurowej, ponadto na terenie gminy Mucharz zrealizowano 3,5 km sieci wodociągowej oraz 4,8 km kanalizacji grawitacyjnej i trzy przepompownie ścieków wraz z ok. 1,7 km przewodów tłocznych.

Prace modernizacyjne na liniach powiązanych z budową zbiornika wznowiono w 2005 roku na odcinku Kalwaria Zebrzydowska Lanckorona-Wadowice. Nie miało to jednak związku z budową zbiornika w Świnnej Porębie, a z tworzeniem Kolejowego Szlaku Papieskiego Jana Pawła II. W ramach dokonanych prac, m.in. wymieniono nawierzchnię odcinka Klecza Górna-Wadowice (ok. 10 km), a także częściowo przebudowano stację Wadowice.

Na początku 2009 roku stan zaawansowania realizacji projektu (Pismo Ministra Środowiska..., 2009) to dla zadania I wykonanych 99% obiektów hydrotechnicznych, a także wybudowanie infrastruktury społecznej – szkół podstawowych w Jaszczurowej, Mucharzu i Świnnej Porębie, budynku Urzędu Gminy i remizy strażackiej w Mucharzu. Do realizacji zadania II pozostało zakończenie modernizacji 1,5 km drogi oraz przełożenie 1 km drogi na odcinku Tarnawa Dolna – Zembrzyce. Do wybudowania pozostało jeszcze 8 km związanych z realizacją zadania III. Realizacja zadania IV została zakończona. Najbardziej zaniedbana jest realizacja zadania III, gdzie pozostało przełożenie 7,2 km linii nr 98 na wschodnim brzegu zbiornika. W 2007 roku zawarta została umowa z Hydroprojektem Kraków na opracowanie koncepcji przełożenia linii kolejowej Kraków-Zakopane, odcinek Stryszów-Zembrzyce. Obecny przebieg linii kolejowej oraz hipotetyczny nowy przebieg przedstawiono na rysunku nr 1.

LINIA KOLEJOWA TRZEBINIA-SKAWCE I WPŁYW BUDOWY ZBIORNIKA NA JEJ FUNKCJONOWANIE

Linia kolejowa Trzebinia-Skawce (nr 103) powstała w 1899 roku. Jest jedną z później wybudowanych na obszarze polskiej części Karpat linii kolejowych – powstała jako linia uzupełniająca w stosunku do istniejącej już sieci połączeń. Rozwój i regres sieci kolejowej na obszarze polskich Karpat w ujęciu syntetycznym przedstawia A. Soczówka (2007). Jest to sieć powstała na przełomie XIX i XX wieku. W ciągu ostatnich 75 lat na tym terenie nie tylko nie zbudowano żadnej nowej linii kole-

jowej (ograniczono się wyłącznie do modernizacji i częściowej elektryfikacji), ale również niektóre linie uległy likwidacji.

Linia Wadowice-Skawce jest linią jednotorową, drugorzędą, przejezdną obecnie zaledwie na części trasy w stosunku do pierwotnego przebiegu, częściowo zelektryfikowaną. Elektryfikacja przebiegała etapami: w 1982 roku odcinek Trzebinia-Bolęcin, w 1989 roku – Bolęcin-Spytkowice, a w 1990 roku Spytkowice-Wadowice. Od grudnia 2006 roku jest nieprzejezdna na odcinku Bolęcin-Okleśna, czyli właściwie na całym zdeelektryfikowanym w 2003 roku odcinku Trzebinia-Spytkowice. W 1988 roku z uwagi na budowę zbiornika zamknięto odcinek Wadowice-Skawce (rys. 1), ale ostatecznie prace związane z rozbiórką linii zakończyły się jesienią 1992 roku. Była to likwidacja nieunikniona z uwagi na przebieg tego odcinka – poprowadzony był dnem krętej doliny Skawy. Wykorzystanie doliny z jednej strony generowało łuki o małych promieniach (co wpłynęło na niską prędkość szlakową), ale w zamian rozwiązywało problem znaczących różnic wysokości terenu.

Analizę wpływu budowy zbiornika na linię Trzebinia-Skawce poczyniono w oparciu o analizę wybranych roczników rozkładów jazdy od 1922 roku. Szczególną uwagę zwracano na charakter ruchu pociągów oraz na korzyści uzyskiwane z wytrasowania tą linią pociągów.

Ruch lokalny w całej historii linii ograniczony był do kilku par pociągów, kursujących na całej trasie z Trzebini lub Chrzanowa do Suchoj Beskidzkiej, lub w relacjach skróconych lub wydłużonych do Jaworzna Szczakowej przez Jaworzno. Pierwszy międzywojenny rozkład z 1922 roku przewidywał na tej trasie tylko dwie pary pociągów, kursujących codziennie na trasie Sucha Beskidzka-Wadowice-Trzebinia Siersza, z bardzo długim czasem przejazdu od 4:05 do 6:05 (prędkość handlowa od 12,2 do 17,1 km/h). Do 1939 roku liczba pociągów lokalnych nie uległa zmianie, skróceniu ulegał jedynie czas przejazdu.

Po II wojnie światowej liczba pociągów uległa zwiększeniu i choć na poszczególnych odcinkach linii (pomiędzy stacjami węzłowymi) była zbliżona, to liczba pociągów na pełnej trasie ulegała wahaniom. Najczęściej były to dwa połączenia z Jaworzna Szczakowej do Suchoj Beskidzkiej przez Jaworzno i Wadowice. Na odcinku Skawce-Wadowice kursowało od 7 do 8 pociągów. Była to oferta stabilna, rozkłady w poszczególnych latach nie różniły się od siebie znacząco, ale z uwagi na sposób trasowania pociągów połączenia te miały funkcjonalny charakter jedynie na krótkich odcinkach, a nie na całej linii. Już w latach 50. XX wieku ujawnił się problem „wąskiego gardła”, jakie występowało na odcinku Sucha Beskidzka – Skawce (wspólny odcinek z trasą z Krakowa do Zakopanego). Z tego powodu zdarzało się, że relacje pociągów skracano do stacji Skawce, bądź też z uwagi na brak możliwości przejazdu pociągi oczekiwały nawet do 30 minut. W 1981 roku z powodu zawieszenia ruchu pasażerskiego na odcinku Jaworzno Szczakowa-Jaworzno-Chrzanów skrócono relacje pociągów. Rozkład z 1987/88 roku był ostatnim, kiedy kursowały pociągi na trasie Wadowice-Skawce. W następnych latach na zachowanym odcinku linii nieznacznie zwiększono liczbę połączeń. Pod koniec lat 90. XX wieku rozpoczęto ograniczanie połączeń. W 2000 roku funkcjonowały już tylko 4 połączenia na trasie Skawce-

Wadowice, dwa lata później – 3 połączenia, aż wreszcie w 2003 roku ruch pasażerski zawieszono, a odcinek od Spytkowic do Trzebini zdeelektryfikowano.

Ruch pociągów dalekobieżnych był prowadzony na linii nr 103 tylko w wybranych okresach. Proces ten miał charakter cykliczny – istniejące połączenia dalekobieżne kierowano na inne trasy, pozostawiając wyłącznie ruch lokalny, po czym ponownie po kilku latach na analizowanej linii pojawiały się inne pociągi o charakterze ponadlokalnym. Niektóre z połączeń doskonale ujawniały niewykorzystany potencjał linii. W analizowanym okresie na linii nr 103 pierwsze połączenia dalekobieżne pojawiły się w latach 30. XX wieku. Były to 3 pociągi przyspieszone – weekendowy z Katowic do Zakopanego przez Oświęcim, Wadowice i Suchą Beskidzką oraz dwa nocne połączenia z Warszawy do Zakopanego przez Częstochowę, Trzebinę i Wadowice. Dzięki pominięciu Krakowa skracano czas podróży o około godzinę. Nie wynikało to z wysokich prędkości na linii, ale z przebiegu trasy najkrótszą możliwą drogą.

W pierwszych latach po II wojnie światowej linia wykorzystywana była przez dwa pociągi dalekobieżne: w latach 1947-52 przez nocny pociąg z Zakopanego do Warszawy (sezonowo, 3 razy w tygodniu, w wybranych latach z wagonami do Łodzi), a także przez kursujący w 1947 roku osobowy o nietypowej trasie, z Suchej Beskidzkiej do Jeleniej Góry przez Bielsko-Białą, Katowice Ligotę, Gliwice, Kędzierzyn-Koźle, Nysę, Kłodzko i Wałbrzych. Po kilkunastu latach przerwy, pociągi pociągowe powróciły na linię nr 103 w połowie lat 60. XX wieku, podnosząc tym samym rangę linii.

W 1966 roku linią nr 103 skierowano łącznik do Zakopanego dla dziennego pociągu pospiesznego „Tatry” relacji Kraków-Częstochowa-Warszawa. Uzyskany poprzez to połączenie czas przejazdu z Zakopanego do Warszawy wynoszący 7 godz. 27 min. był o ponad godzinę krótszy od trasy przez Kraków i Kielce. Analogiczny zysk występował także na trasie z Zakopanego do Częstochowy, gdzie ówczesny czas przejazdu był porównywalny z najkrótszym uzyskiwanym w ciągu ostatnich kilkunastu lat. Pociąg ten w 1969 roku podniesiono do rangi ekspresu, a w 1973 roku skierowano trasą przez Kraków i Kielce. Nie jest to koniec kursowania pociągów dalekobieżnych doliną Skawy, gdyż w latach 1973-77 linią nr 103 kursował nocny przyspieszony pociąg z Zakopanego lub Suchej Beskidzkiej do Olsztyna przez Wadowice, Trzebinę, Częstochowę, Łódź Kaliską, Kutno, Toruń i Iławę. Później także ten pociąg skierowano przez Kraków.

Analiza rozkładów z przełomu lat 60. i 70. XX wieku dostarcza ciekawych wniosków dotyczących tej trasy. Ekspres „Tatry” prowadzony w 1974 roku na całej trasie trakcją elektryczną wcale nie jechał szybciej, niż ten sam pociąg, jadący w 1967 roku przez Trzebinę, prowadzony trakcją mieszaną, ale przygotowania do elektryfikacji linii w dolinie Skawy rozpoczęto dopiero po wycofaniu z tej trasy połączeń ekspresowych. Innymi słowy, brakowało jednoznacznego określenia roli tej linii w systemie połączeń oraz powiązania z rangą linii stosownej polityki inwestycyjnej, co było jedną z przyczyn późniejszego regresu.

Prowadzone w latach 90. XX wieku próby wprowadzenia na linię nr 103 połączeń dalekobieżnych (w 1992 roku był to dzienny sezonowy pociąg z Katowic do Zakopanego, a w latach 1992-2000 nocny pociąg z Zakopanego do Łodzi Fabrycznej przez Częstochowę) nie przynosiły dobrych rezultatów. Podstawowym problemem było dwukrotne wydłużenie trasy i czasu przejazdu na odcinku Wadowice-Kalwaria Zebrzydowska-Sucha Beskidzka, w stosunku do trasy doliną Skawy, przez które tracono korzyści uzyskane z elektryfikacji odcinka od Trzebini do Wadowic. Jest to szczególnie widoczne na przykładzie pociągu osobowego z Katowic do Suchej Beskidzkiej przez Oświęcim, kursującego w latach 1996-99, którego czas przejazdu, wynoszący ok. 4 godzin, był dwukrotnie dłuższy od autobusu PKS kursującego analogiczną trasą. Stąd też najczęściej pociągi do Zakopanego kierowano trasą przez Kraków, a nieliczne od strony Katowic i Bielska-Białej przez Żywiec.

W stosunkowo krótkim czasie, zaledwie 15 lat po zamknięciu odcinka Skawce-Wadowice nastąpił całkowity upadek tej linii kolejowej. Niezbędne dla budowy zbiornika było zamknięcie odcinka trasy, lecz nie było to jedynym czynnikiem stanowiącym o regresie całej linii, ale miało decydujące znaczenie. Pozbawiona ważnego odcinka linia Skawce-Trzebinia nie była w stanie dalej poprawnie funkcjonować w ruchu pasażerskim, a jej rola w ruchu towarowym też była znikoma. Poprawa oferty, elektryfikacja, ponowne wprowadzenie ruchu dalekobieżnego na linię, skrócenie czasu przejazdu okazały się niewystarczającymi narzędziami. Po elektryfikacji trasy z Krakowa do Zakopanego linia stała się linią drugorzędną. Nie wykorzystano potencjału tej trasy dla połączeń dziennych do Katowic, Częstochowy, Łodzi lub Wrocławia, zmniejszając tym samym liczbę pociągów dalekobieżnych na kolizyjnym z ruchem aglomeracyjnym jednotorowym odcinku trasy do Krakowa.

ZAGROŻENIA DLA PRZEWOZÓW WYNIKAJĄCE Z PRZEBUDOWY LINII KOLEJOWEJ

Realizacja zadania III, polegająca na przełożeniu biegnącej poniżej górnego poziomu piętrzenia wody linii nr 97 na odcinku Stryków-Sucha Beskidzka, niesie dalsze zagrożenia dla kolejowych przewozów pasażerskich w tym regionie. Jest to jedno z najbardziej kosztochłonnych i zaniedbanych zadań inwestycyjnych. Stąd też istniejące zagrożenia można sklasyfikować do dwóch wariantów: pierwszy, polegający na rezygnacji z przebudowy ww. odcinka, czyli fizycznej likwidacji odcinka Sucha Beskidzka-Kalwaria Zebrzydowska, oraz drugi, w ramach którego utrudnienia związane z budową nowego przebiegu okażą się na tyle uciążliwe, że w konsekwencji to one przyczynią się do upadku sezonowego ruchu dalekobieżnego, albowiem ruch regionalny na tej trasie praktycznie już zmarł.

Prawdopodobieństwo wystąpienia pierwszego wariantu wynika ze specyfiki realizowanego zadania. Podstawowe argumenty, jakie będą podnoszone przeciwko przebudowie tego odcinka to: kosztochłonność, opóźnienie inwestycyjne, skomplikowana procedura uzgodnień przebiegu nowej trasy, niskiej pozycji konkurencyj-

nej kolei w stosunku do innych środków transportu na obszarze Polski południowej, rzekomej niskiej opłacalności inwestowania w transport szynowy, jak również potencjalne blokowanie zakończenia inwestycji i oddania zbiornika do eksploatacji. Pomijany będzie natomiast aspekt obciążeń środowiska, a także kosztów i konsekwencji kongestii z uwagi na nieprzystosowanie lokalnych układów drogowych do występującej w sezonach turystycznych wzmożonej liczby użytkowników. Występujące co kilka lat w sezonie letnim powodzie to również potencjalna presja społeczna oraz środowisk politycznych za jak najszybszym zakończeniem inwestycji. Zdaniem autorów wariant ten jest mocno hipotetyczny.

Dużo bardziej prawdopodobne konsekwencje to wariant drugi. Ryzyko jego wystąpienia wynika z dwóch czynników: specyfiki prowadzenia w Polsce prac modernizacyjnych – zazwyczaj uciążliwości związane z ich prowadzeniem są znacznie większe od uzyskiwanych po ich zakończeniu korzyści. W powyższym przypadku dodatkowym utrudnieniem jest brak możliwości skierowania pociągów dalekobieżnych na trasy objazdowe. Jedyna linia kolejowa, jaką w tej chwili po zamknięciu odcinka Sucha Beskidzka-Kalwaria Zebrzydowska można prowadzić ruch pociągów dalekobieżnych z Zakopanego (bez stosowania autobusowej komunikacji zastępczej), to trasa Sucha Beskidzka-Żywiec – linia jednotorowa, zelektryfikowana, ale o bardzo niskiej przepustowości. Po likwidacji miejsca mijania się pociągów w Hucisku, czas przejazdu krytycznego dla tej linii odcinka jednotorowego od Lachowic do Jeleśni wyniesie około 40 minut. W praktyce pozwala to prowadzić ruch pociągów z częstotliwością ok. 90 minut lub też na przejazd dwóch pociągów w tym samym kierunku w odstępie ok. 45 minut. Przy zachowaniu ruchu lokalnego trasą tą można skierować zaledwie kilka pociągów w ciągu doby, niekoniecznie w porach wynikających z zapotrzebowania na ruch dalekobieżny do i z Zakopanego.

Drugi problem to sposób stosowania komunikacji zastępczej w trakcie prac torowych. O ile w przypadku ruchu regionalnego, obsługiwanego przez elektryczne zespoły trakcyjne lub autobusy szynowe, wydłużenie czasu przejazdu będzie niewielkie, o tyle w przypadku połączeń dalekobieżnych uciążliwości będą znacznie większe. Problem szybkiego dojazdu pociągiem do Zakopanego miała rozwiązać nowa linia Podłęże-Piekielko. Po jej wybudowaniu czas przejazdu na trasach Kraków-Zakopane i Kraków-Nowy Sącz miał ulec skróceniu do około 90 minut i jednocześnie prawie całkowicie wyeliminować wpływ budowy zbiornika w Świnnej Porębie na trasę do Zakopanego. Jednakże ta linia jest jedynie w fazie projektowej i analizowane są na razie jedynie warianty przebiegu (Żurowska, 2004).

W perspektywie może okazać się, że autobusowa komunikacja zastępcza będzie funkcjonować na przykład na trasie Kraków Płaszów-Chabówka (w celu uniknięcia nadmiernego wydłużenia czasu przejazdu), co stawia pod znakiem zapytania w ogóle utrzymywanie połączeń do Zakopanego, bo jeśli zastępcze połączenia autobusowe mają obsługiwać ponad pół trasy, to dlaczego miałyby nie obsługiwać całej trasy? Zwłaszcza, że dzisiejszy rozkładowy czas przejazdu autobusu jest znacznie krótszy od czasu przejazdu pociągu na trasie z Krakowa do Zakopanego. To retoryczne i sprzeczne z zasadami zrównoważonego rozwoju pytanie wymaga również

rozważenia, z racji silnej pozycji prywatnych przewoźników drogowych w województwie małopolskim i niskiej pozycji konkurencyjnej kolei na wskazanej trasie.

Potencjalny zakres konsekwencji zależy również od okresu, w jakim będą prowadzone prace torowe. Dla zmniejszenia uciążliwości zamknięcia torowe powinny odbywać się w okresie wiosny i jesieni (poza sezonem), co może być kolizyjne z terminarzem prac. Wyłączenie trasy z eksploatacji na okres jednego lub dwóch sezonów może spowodować trwałe zmiany zachowań podróżujących (wybiorą inny środek transportu), jak to miało miejsce w przypadku wielu lokalnych linii kolejowych. Tym samym nowy odcinek linii kolejowej może okazać się już zbędny.

WNIOSKI

Budowa zbiornika w Świnnej Porębie wywarła dotychczas znacznie większy wpływ na sieć kolejową w obszarze Karpat, niż wynikało to z założeń projektowych. Zamknięty odcinek okazał się szczególnie istotny dla funkcjonowania całej linii i nawet późniejsze zmiany wprowadzone na zachowanym odcinku od Wadowic do Trzebini, w postaci elektryfikacji i poprawy oferty nie uratowały linii przed upadkiem. Była to jednak likwidacja nieunikniona z uwagi na budowę zbiornika. Nie jest to pełny obraz potencjalnych zmian – dalsze zagrożenia wynikają z konieczności zmiany przebiegu linii z Suchej Beskidzkiej do Stryżowa, stanowiącej fragment trasy z Krakowa do Zakopanego. W ramach wniosków aplikacyjnych autorzy sugerują prowadzenie przebudowy wskazanego odcinka poza sezonem turystycznym aby zminimalizować utrudnienia. Tym niemniej w przypadku niekorzystnego zbiegu wydarzeń może okazać się, że budowa zbiornika przyczyni się nie tylko do likwidacji wspomnianego odcinka, ale również do upadku kolei w całej południowej części województwa małopolskiego, a samo Zakopane może częściowo lub całkowicie utracić połączenia kolejowe.

SUMMARY

THE INFLUENCE OF WATER STORAGE RESERVOIR BUILDING IN ŚWINNA PORĘBA ON THE RAILWAY NETWORK IN MAŁOPOLSKIE VOIVODESHIP

The article includes characteristic, significance and history of water storage reservoir built since 1984 in Świnna Poręba. We estimate the influence of the dam on the railway network, especially the line Trzebinia-Skawce, using references, maps and railway timetables and guides from years 1922-2009. In the analyse we take into consideration the unexploit potential of the long-distance traffic line in Skawa valley. Finally we dissect the impact of the railway relocation Sucha Beskidzka-Skawce-Stryżów on a passenger traffic. We discuss the possibility of the line reconstruction together with related nuisances as well as its cancellation, leading to the line closing.

LITERATURA

- AMBROŻEWSKI Z., 2004: *O ludziach i problemach podczas pierwszych 14 lat realizacji zbiornika wodnego Świnna Poręba*. Gospodarka Wodna 9. s. 378-383.
<http://www.krakow.rzgw.gov.pl/>
- KOKOSZKA R., ZAWISZA E., 2008: *Założenia gospodarki wodnej zbiornika Świnna Poręba w aspekcie jego głównych funkcji*. Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich nr 5/2008. PAN, Oddział w Krakowie, Komisja Technicznej Infrastruktury Wsi, Kraków. s. 139-147.
- MIKULSKI Z., 2001: *Wzrost retencji zbiornikowej w Polsce*. Gospodarka Wodna, nr 3/2001. s. 110-113.
- Pismo Ministra Środowiska Macieja Nowickiego nr KZGW-DINpi-070-22/2009 z dnia 6 maja 2009 r., adresowane do Marszałka Senatu, Pana Bogdana Borusewicza.*
- Rocznik Statystyczny*. 2007. GUS, Warszawa.
- Sieciowe rozkłady jazdy pociągów (wybrane roczniki z lat 1970-2009).*
- SOCZÓWKA A., 2007: *Kolej w dolinach rzecznych polskich Karpat*. [w:] Myga-Piątek U., (red.): *Doliny rzeczne. Przyroda – Krajobraz – Człowiek*. Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, T. VII. Wyd. Komisja Krajobrazu Kulturowego PTG, Sosnowiec. s. 426-437.
- Urzędowe rozkłady jazdy pociągów (wybrane roczniki z lat 1922-1969).*
- Ustawa z dnia 4 marca 2005 r. o ustanowieniu programu wieloletniego „Program budowy Zbiornika Wodnego Świnna Poręba w latach 2006-2010”.*
- Zbiornik wodny Świnna Poręba na rzece Skawie. Informacja o zbiorniku*. 2004. RZGW, Kraków.
- ŻUROWSKA J., 2004: *Modernizacja i budowa układu kolejowego w obszarze Kraków-Muszyna-Zakopane*. Technika Transportu Szynowego 6/2004. s. 56-59.

Mgr Anna Powalka

ania.powalka@interia.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

Mgr Andrzej Soczówka

soczo81@onet.eu
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

Dr Marek Ruman

marek.ruman@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

ZŁODZENIE ZBIORNIKÓW WODNYCH W WARUNKACH ANTROPOPRESJI MIEJSKO-PRZEMYSŁOWEJ (NA PRZYKŁADZIE REGIONU GÓRNOŚLĄSKIEGO)*

Mariusz RZĘTAŁA¹, Andrzej JAGUŚ², Martyna A. RZĘTAŁA¹

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

²Wydział Nauk o Materiałach i Środowisku, Akademia Techniczno-Humanistyczna, Bielsko-Biała

Abstrakt: Region górnośląski (Polska południowa) jest postrzegany przez pryzmat szeroko rozumianego znaczenia przemysłowego i uznawany za najbardziej antropogenicznie przeobrażony obszar Polski. Obszar ten jest dobrym poligonem badawczym dla obserwacji różnic w złodzeniu zbiorników wodnych, które wynikają z uwarunkowań naturalnych i oddziaływania antropopresji. Pod względem złodzenia występują dwa rodzaje akwenów, tj. zbiorniki o naturalnym lub quasi-naturalnym przebiegu zjawisk lodowych (rys. 1, 2) i zbiorniki cechujące się różną skalą ich antropogenizacji (fot. 1 i 2). Wpływ antropopresji w stosunku do naturalnego i quasi-naturalnego przebiegu zjawisk lodowych przejawia się zwykle: późniejszym pojawieniem się i wcześniejszym zanikiem zjawisk lodowych (a nawet ich brakiem), mniejszą grubością lodu i większym jej zróżnicowaniem w obrębie akwenu, a także dużo częstszym występowaniem i rozprzestrzenieniem śródpokrywowych miejsc niezłozzonych. Antropogenizacja zjawisk lodowych w obrębie wszystkich zbiorników wodnych jest czynnikiem modyfikującym przebieg innych procesów limnicznych, a dodatkowo niesie duże ryzyko dla bezpiecznego użytkowania – głównie rekreacyjnego wędkarstwa i żeglarstwa lodowego – pokrytej lodem powierzchni jeziornej. Ograniczenie rozwoju zjawisk lodowych wywołane wpływem antropopresji modyfikuje przebieg innych procesów limnicznych i może być przydatne z gospodarczego punktu widzenia.

Słowa kluczowe: zjawiska lodowe, pokrywa lodowa, zbiorniki wodne, limnologia, kriologia, Wyżyna Śląska.

ZARYS PROBLEMU

Przez złodzenie należy rozumieć wykształcenie lodu na powierzchni akwenu. Jest ono jednym z najszerzych przejawów zjawisk lodowych, czyli – definiowanej przez A. Chońskiego (2000, 2007) i W. Marszelewskiego (2005) – obecności lodu w wodzie bez względu na jego strukturę, formę oraz czas trwania. W uwarunkowaniach ich występowania – poza morfometrią, położeniem akwenu oraz warunkami klimatycznymi i orograficznymi – wskazuje się także na istnienie związku z cechami fizyko-chemicznymi wody.

Występowanie zjawisk lodowych na zbiornikach wodnych w warunkach antropopresji miejsko-przemysłowej podlega naturalnym prawidłowościom, lecz modyfikowanym przez czynniki antropogeniczne. Zalicza się do nich przede wszyst-

* Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2008-2010 jako projekt badawczy nr N N306 424134.

kim: obciążenie wód zbiornikowych zanieczyszczeniami (w tym tzw. zanieczyszczeniami termicznymi), retencjonowanie wód podgrzanych, antropogeniczne zmiany w zasilaniu i odpływie wody wynikające ze sztucznego sterowania jej obiegiem oraz związane z tym (na wielu akwenach) częste wahania poziomu zwierciadła wody. Duże zróżnicowanie morfogenetyczne, hydrogenetyczne, morfometryczne, miktyczne, troficzne i funkcjonalne zbiorników, wywołuje wiele odrębności w kształtowaniu się, trwaniu i zanikaniu zjawisk lodowych. Z procesami zlodzenia wód stojących – zwłaszcza na terenach miejsko-przemysłowych o dużej gęstości zaludnienia – związane są społeczne i gospodarcze zagrożenia utożsamiane z użytkowaniem zbiorników wodnych, a w szczególności ich pokrywy lodowej. Ma to związek ze specyfiką kształtowania zjawisk lodowych w warunkach zróżnicowanej antropopresji – od typowej dla terenów quasi-naturalnych po znamioną dla terenów miejsko-przemysłowych.

OBSZAR, CEL I ZAKRES BADAŃ

Region górnośląski – współcześnie utożsamiany z pogranicznymi częściami dwóch krain historyczno-etnograficznych, tj. Górnego Śląska i zachodniej Małopolski – jest postrzegany przez pryzmat szeroko rozumianego znaczenia przemysłowego (Górnośląski Okręg Przemysłowy, Rybnicki Okręg Węglowy) i uznawany za najbardziej antropogenicznie przeobrażony obszar Polski. Chociażby z tego powodu jest on szczególnym poligonem badawczym dla obserwacji środowiskowych, w tym różnic w zlodzeniu zbiorników wodnych.

Zasadniczym celem kriologicznych badań zbiornikowych – prowadzonych z uwzględnieniem wyników obserwacji meteorologicznych oraz pomiarów właściwości fizyko-chemicznych wody – była ocena różnic w przebiegu zlodzenia akwenów w aspekcie poznawczym i użytkowym. Badania nad zlodzeniem zbiorników wodnych w regionie górnośląskim realizowane były wielokrotnie (por. Jaguś, Rzętała, 2003, 2008; Ruman, Rzętała, 2005; Rzętała, 2008; Rzętała, Rzętała, 2009), również z wykorzystaniem materiału obserwacyjnego zgromadzonego przez Górnośląskie Przedsiębiorstwo Wodociągów (GPW) w Katowicach oraz Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej (RZGW) w Gliwicach, który przejął archiwalia Okręgowej Dyrekcji Gospodarki Wodnej (ODGW) w Gliwicach. Największy zakres posiadały badania przeprowadzone w sezonie zimowym 2008/2009 (w przeszłości miały one charakter zwykle przyczynkowy jako realizowane przy okazji rozpatrywania innych problemów geograficznych i limnologicznych). Badania polegały na kartowaniu zjawisk lodowych, którego najważniejszym elementem były obserwacje form występowania lodu i przebiegu oraz zasięgu zlodzenia, włącznie z pomiarami grubości lodu (oraz zalegającego na nim śniegu i wody), a także sporządzaniem dokumentacji fotograficznej. Pomiary wykonywane były miarką z podziałką milimetrową bezpośrednio na świeżym przełamie lub – w przypadku większej grubości lodu – z użyciem kosi do pomiarów grubości pokrywy lodowej po jej rozwierceniu wędkarskim świ-

drem do lodu. Pomiar grubości ewentualnej pokrywy śnieżnej znajdującej się na tafli lodu i zalegającej pod śniegiem wody mierzono miarką z podziałką milimetrową.

W analizach przebiegu zjawisk lodowych w sezonie 2008/2009 uwzględniono wyniki pomiarów temperatury powietrza ze stacji meteorologicznej działającej przy Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, a dla pozostałych okresów – dane z posterunków pomiarowych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW) w Katowicach.

Pomiary podstawowych właściwości fizyko-chemicznych wody (temperatura, pH, tlen, przewodność elektrolityczna) były prowadzone za pomocą termometrów tyrystorowych, termometrów elektronicznych, pH-metrów, konduktometrów i tlenomierzy firmy Elmetron, a od 2006 roku również z wykorzystaniem miernika wieloparametrowego firmy YSI.

WYNIKI BADAŃ I ICH OMÓWIENIE

Wyniki badań ujawniły szerokie spektrum różnic w złodzeniu akwenów, które przejawiały się przede wszystkim w zróżnicowanym czasie pojawienia się, trwania i zakończenia zjawisk lodowych, przy występujących wielu odmiennościach w ich przebiegu.

Przed wszystkim należy podkreślić brak jakichkolwiek form złodzenia w przypadku zbiorników skrajnie obciążonych zanieczyszczeniami termicznymi (fot. 1 i 2). Przykładem może być kilkuhektarowy zbiornik w Bytomiu Szombierkach (50°20'00.64" N, 18°54'10.80" E), w którym temperatura wody w całym sezonie badawczym 2008/2009 nie była niższa niż 3,9°C (w tym samym czasie, położone nieopodal zbiorniki retencjonujące wody o niewielkim zanieczyszczeniu były pokryte lodem o grubości przekraczającej 20 cm). Zrzut podgrzanych wód z pobliskiego zakładu górniczego zapewniał utrzymanie podwyższonej temperatury wody wymienionego zbiornika, mimo że średnie miesięczne temperatury powietrza atmosferycznego w okresie od listopada 2008 r. do kwietnia 2009 r. wynosiły odpowiednio: 5,9°C (XI), 2,0°C (XII), -2,1°C (I), -0,5°C (II), 3,1°C (III), 12,3°C (IV), a minimalna temperatura w kolejnych miesiącach osiągnęła: -4,0°C (XI), -8,1°C (XII), -13,6°C (I), -14,7°C (II), -4,1°C (III), 1,1°C (IV). Zrzucone wody charakteryzowały się dużym zasoleniem, a misę zbiornika, traktowanego jako osadnik, zbudowano z odpadów przerobczych i wydobywczych. Stąd też woda w zbiorniku posiadała wysoką przewodność, w granicach 4,67-6,50 mS/cm.

Spektakularny przykład skrajnego wpływu antropopresji na kształtowanie zjawisk lodowych przedstawia zaporowy Zbiornik Rybnicki (50°08'10.59" N, 18°30'08.52" E), którego tafľa wody jest pozbawiona zwartej pokrywy lodowej (fot. 2) w konsekwencji alimentacji akwenu wodami podgrzаныmi. Zrzut wody do Zbiornika Rybnickiego, która została zeń pobrana, a następnie podgrzana podczas chłodzenia bloków energetycznych konwencjonalnej elektrowni, przekształca całkowicie naturalny obraz termiczny charakterystyczny dla wód stojących. Świadczy o tym tem-

peratura wód powierzchniowych tego akwenu, która wynosi nie mniej niż 6°C zimą, a latem kształtuje się w zależności od sektora zbiornika w przedziale od ok. 20°C do 35°C. Średnia temperatura wody w Zbiorniku Rybnickim jest wyższa od średniej temperatury wód innych zaporowych zbiorników regionu górnośląskiego (np. Łąka na Pszczynce, Przeczyce na Czarnej Przemszy, Kozłowa Góra na Brynicy) nawet o 10°C. Dlatego też spośród zjawisk lodowych, w obrębie głównego akwenu zbiornika okresowo występują tylko tzw. nalodzia brzegowe w strefie rozbryzgu wody, napływający lód rzeczny oraz epizodycznie lód brzegowy, lepa lub sryż. Nie dotyczy to zachodnich zalewów bocznych odizolowanych groblami od akwenu głównego (fot. 2), gdzie można obserwować całą gamę zjawisk lodowych ze zwartą pokrywą lodową włącznie, wykształconą do grubości (nawet ponad 30 cm) odpowiadającej pokrywie lodowej innych zbiorników pozbawionych antropotermii i antropomiksji. Podobna kontrastowość w zlodzeniu sąsiadujących akwenów – jeśli są pozbawione obciążenia zanieczyszczeniami termicznymi – występuje jedynie na etapie zamarzania lub roztopów.



Fot. 1. Niewielki zbiornik w Bytomiu o antropogenicznie podwyższonej temperaturze wody – widoczny efekt kondensacji pary wodnej nad powierzchnią zbiornika (fot. M. Rzętała).

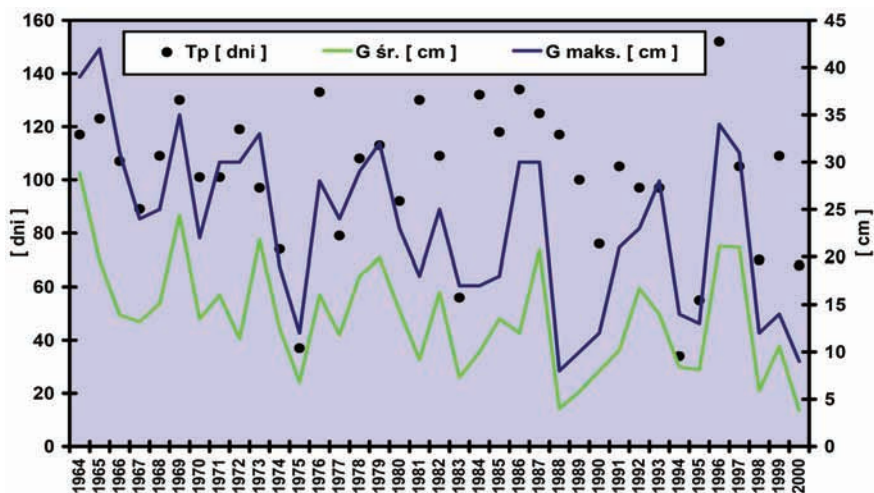
Photo 1. Small reservoir in the borderland of Bytom and Zabrze with anthropogenically increased water temperature – water vapour over reservoir surface is visible (photo by M. Rzętała).

Opisany brak pokrywy lodowej wywołany antropotermią jaskrawo kontrastuje z quasi-naturalnym przebiegiem zjawisk lodowych w obrębie akwenów pozbawionych dopływu zanieczyszczeń termicznych. Dobrym przykładem takiego akwenu jest zbiornik Kozłowa Góra (50°25'37.18" N i 18°58'21.54" E). Reprezentatywny ciąg danych dotyczących zlodzenia zbiornika Kozłowa Góra dokumentuje występowanie szeregu uwarunkowań czasowej zmienności przebiegu zjawisk lodowych na wodach stojących regionu górnośląskiego (rys. 1 i 2).



Fot. 2. Wolny od pokrywy lodowej główny akwen Zbiornika Rybnickiego i jego boczny Pniowiec z pokrywą lodową częściowo przykrytą śniegiem (fot. M. Rzętała).

Photo 2. Free from ice cover main water body of Rybnik reservoir and its side reservoir Pniowiec with ice cover partly covered with snow (photo by M. Rzętała).

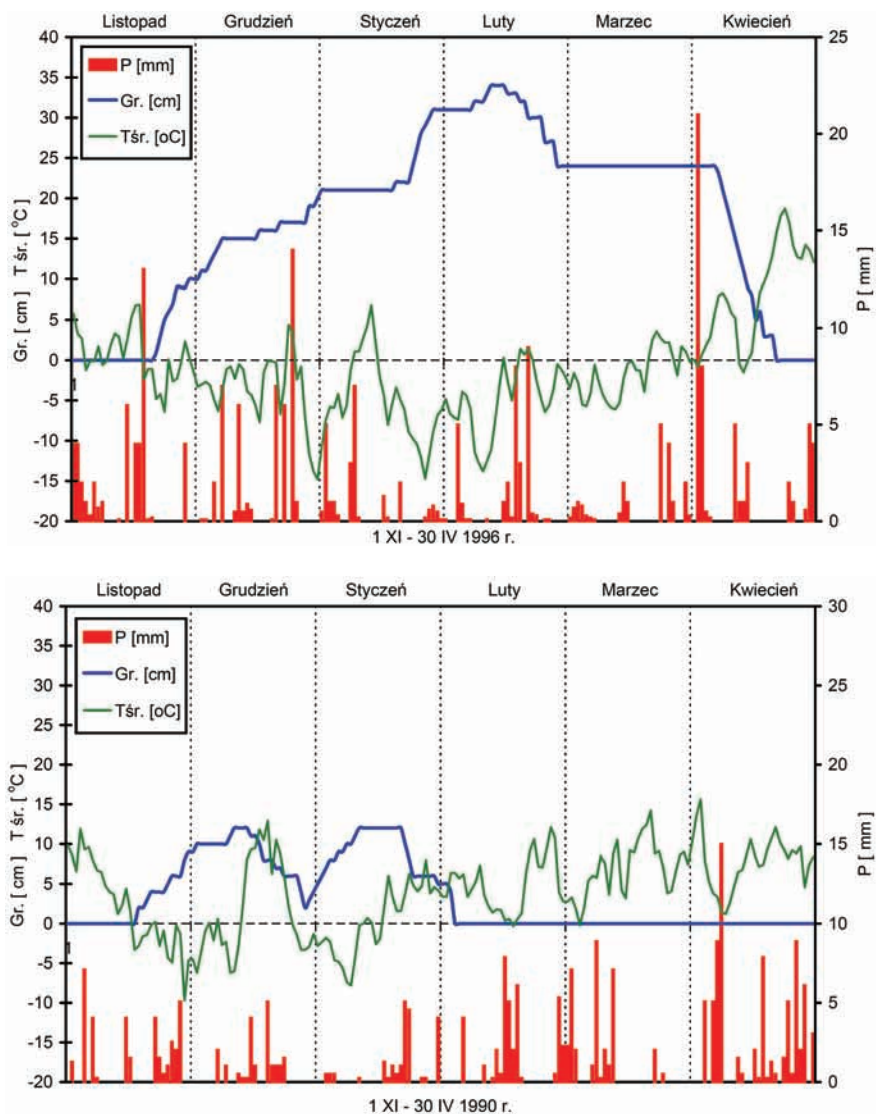


Rys. 1. Zmiany grubości pokrywy lodowej zbiornika Kozłowa Góra w latach hydrologicznych 1964-2000: Tp – czas trwania pokrywy lodowej w półroczu zimowym [dni], G śr. – średnia grubość pokrywy lodowej w półroczu zimowym [cm], G maks. – maksymalna grubość pokrywy lodowej w półroczu zimowym [cm].

Fig. 1. Changes in the thickness of ice cover in Kozłowa Góra water reservoir in the hydrological years 1964-2000: Tp – time of ice cover occurring in the winter half year [days], G śr. – average thickness of ice cover in the winter half year [cm], G maks. – maximum thickness of ice cover in the winter half year [cm].

Źródło: opracowanie na podstawie danych GPW w Katowicach oraz wyników badań własnych.

Source: made by the authors on the base of data taken from GPW in Katowice and results of his own research.



Rys. 2. Zmiany grubości pokrywy lodowej zbiornika Kozłowa Góra w hydrologicznym półroczu zimowym roku chłodnego (1996) i ciepłego (1990):

P – dobowe sumy opadów atmosferycznych w Katowicach [mm], Gr. – grubość pokrywy lodowej [cm], T śr. – średnie dobowe temperatury powietrza w Katowicach [°C].

Fig. 2. Changes in the thickness of ice cover in Kozłowa Góra water reservoir in the hydrological winter half year of cold (1996) and warm year (1990):

P – 24 hours sums of atmospheric precipitations in Katowice [mm], Gr. – thickness of ice cover [cm], T śr. – average 24 hours' air temperatures in Katowice [°C].

Źródło: opracowanie na podstawie danych GPW i IMGW w Katowicach oraz wyników badań własnych.

Source: made by the authors on the base of data taken from GPW and IMGW in Katowice as well as results of his own research.

Z badań przeprowadzonych przez A. Jagusia i M. Rzętałę (2003) wynika, że pokrywa lodowa na zbiorniku Kozłowa Góra pojawia się najwcześniej w pierwszej dekadzie listopada, a zanika najpóźniej w drugiej dekadzie kwietnia. Jej maksymalna grubość rzadko przekracza 30 cm. Zlodzeniu zbiornika – podobnie jak wielu innych akwenów w regionie – sprzyja jego niewielka głębokość (co powoduje szybkie wychłodzenie zgromadzonej masy wodnej), natomiast zapobiega przepływowy charakter (w związku z napływem cieplejszych wód powierzchniowych), decydujący też o szybszym wiosennym topnieniu lodu. Pokrywa lodowa – wbrew pozorom – jest stosunkowo dynamicznym elementem geosystemu zbiornika (Choiński, 1995). Podlega ona między innymi termicznym zmianom swej objętości. Odpowiedni spadek temperatury powietrza wywołuje kurczenie i pękanie lodu. Powstałe w tej sytuacji szczeliny wypełniają się wodą, która zamarza powiększając całkowitą kubaturę lodu. Z kolei odpowiedni wzrost temperatury powietrza decyduje o rozszerzaniu pokrywy, co skutkuje często wypychaniem lodu na brzegi (zjawisko to jest obserwowane na omawianym zbiorniku). Ruchy lodu na zbiorniku mogą być również zainicjowane sprzyjającą temu sytuacją anemologiczną, zmianami poziomu piętrzenia wody, czy też naporem kier lodowych w okresie wiosennego tzw. ruszania rzeki (Jaguś, Rzętała, 2000, 2003).

Różna grubość pokrywy lodowej w poszczególnych sezonach zlodzenia jest prawidłowością wynikającą z istnienia uwarunkowań przyrodniczych i antropogenicznych, a towarzyszy jej także przestrzenna zmienność regionalna. Z badań ponad 50 zbiorników wodnych regionu górnośląskiego, przeprowadzonych w połowie lutego 2006 r. wynika, że zwarta pokrywa lodowa miała różną miąższość: od minimalnej wynoszącej 23 cm, poprzez średnią – 31 cm, do maksymalnej aż 39 cm. Wartości minimalne zanotowano w przypadku niewielkich zbiorników wodnych w silnie zurbanizowanym obszarze Rudy Śląskiej, natomiast maksymalne stwierdzono w obrębie zbiornika Pogoria III w Dąbrowie Górniczej. Zróżnicowanie grubości pokrywy lodowej zależało – poza naturalnymi uwarunkowaniami – między innymi od mineralizacji ogólnej wody, zmian poziomu piętrzenia wody, obciążenia zanieczyszczeniami (w tym termicznymi). W wodach o wysokiej mineralizacji, która wynosiła nawet kilkadziesiąt g/dm³, przebieg zjawisk lodowych był odmienny od naturalnego. Wprawdzie nie dotyczyło to grubości pokrywy lodowej, bowiem ta nie wykazywała istotnych różnic na tle pozostałych obiektów hydrologicznych izolowanych przed dopływem zanieczyszczeń, lecz odnosiło się do innej struktury lodu, niejednorodnej budowy krystalograficznej i często mniejszej wytrzymałości mechanicznej. W badaniach nie stwierdzono żadnych prawidłowości w przestrzennym zróżnicowaniu regionalnym miąższości lodu między poszczególnymi zbiornikami, przy istotnych jej wahaniami w obrębie niektórych akwenów.

Wyniki przeprowadzonych w 2006 r. badań nad przestrzennym zróżnicowaniem grubości zwartej pokrywy lodowej potwierdzają spostrzeżenia poczynione w sezonie 2008/2009, kiedy to stwierdzono (Jankowski i in., 2009):

- zróżnicowany termin pojawienia się zwartej pokrywy lodowej (np. trzecia dekada listopada w przypadku niektórych zbiorników o powierzchni do kilku ha, trzecia

dekada grudnia w przypadku zbiorników o powierzchni kilkuset ha retencjonujących wody czyste, pierwsza dekada stycznia w przypadku zanieczyszczonego zbiornika Dzierżno Duże o powierzchni kilkuset ha);

- występowanie różnych form zlodzenia (np. lodu brzegowego, pokrywy lodowej, lodu dwuwarstwowego, nalodzi brzegowych i pokrywowych, śryżu), a także przebiegu zlodzenia (np. wzrost grubości pokrywy lodowej od spągu, domarżanie powierzchniowe, domarżanie spągowe warstwy wierzchniej przy topnieniu stropowym warstwy dolnej);
- zróżnicowanie grubości pokrywy lodowej w obrębie poszczególnych akwenów zlodzonych całkowicie (dotyczyło to większości akwenów w regionie), przy czym różnice wynosiły od mm do kilku centymetrów, czyli do prawie 30% maksymalnej grubości lodu w czasie pomiarów;
- zróżnicowany czas zaniku pokrywy lodowej (kilkanaście dni) wynikający z istnienia uwarunkowań przyrodniczych i antropogenicznych.

WNIOSKI

Przeprowadzone badania pozwalają na przedstawienie kilku wniosków na temat uwarunkowań zróżnicowania w zlodzeniu zbiorników wodnych.

1. Różnice w zlodzeniu akwenów górnośląskich wynikają z uwarunkowań naturalnych i oddziaływania antropopresji. Antropogenizacja zjawisk lodowych w obrębie wszystkich zbiorników wodnych jest czynnikiem modyfikującym przebieg innych procesów limnicznych, a dodatkowo niesie duże ryzyko dla bezpiecznego użytkowania – głównie rekreacyjnego wędkarstwa i żeglarsstwa lodowego – pokrytej lodem powierzchni jeziornej.
2. Z uwagi na kształtowanie się zjawisk lodowych w regionie górnośląskim występują dwa rodzaje akwenów. Są to zbiorniki o naturalnym lub quasi-naturalnym przebiegu zjawisk lodowych i zbiorniki cechujące się różną skalą ich antropogenizacji. Wpływ antropopresji w stosunku do naturalnego i quasi-naturalnego przebiegu zjawisk lodowych przejawia się zwykle: późniejszym pojawieniem się i wcześniejszym zanikiem zjawisk lodowych (a nawet ich brakiem), mniejszą grubością lodu i większym jej zróżnicowaniem w obrębie akwenu, a także dużo częstszym występowaniem i rozprzestrzenieniem tzw. płoni.
3. Ograniczenie rozwoju zjawisk lodowych wywołane wpływem antropopresji modyfikuje przebieg innych procesów limnicznych i może być przydatne z gospodarczego punktu widzenia. Długotrwałe zaleganie pokrywy lodowej na zbiornikach wodnych jest niepożądane dla życia biologicznego pod lodem. W okresach zlodzenia może dojść bowiem do wyczerpania zapasów tlenu w wodzie i w efekcie uduszenia wielu oksybiontów, w tym ryb. Antropogenicznie wymuszone ograniczenie występowania zjawisk lodowych stanowi więc alternatywę dla koniecznego ze względów użytkowych przynajmniej punktowego kruszenia pokryw lodowych.

SUMMARY

ICE COVERS ON WATER RESERVOIRS SUBJECT TO URBAN-INDUSTRIAL ANTHROPOPRESSURE (ON THE EXAMPLE OF THE UPPER-SILESIA REGION)

The Upper-Silesian region (southern Poland) is widely regarded as an area of industrial importance and considered to be affected by the largest anthropogenic transformation in Poland. The region is an excellent research field for observations of differences in ice covers of water reservoirs resulting from natural preconditions and anthropopressure. In terms of ice cover, two types of water bodies occur, that is reservoirs with natural or quasi-natural course of ice phenomena (Fig. 1, 2) and reservoirs with various stages of their anthropogenization (Photos 1 and 2). Compared to natural or quasi-natural courses of ice phenomena, the effect of anthropogenization is usually seen in: delayed occurrence and earlier vanishing of ice phenomena (or even complete lack thereof), thinner ice cover and higher variability of its thickness throughout the reservoir, and much more frequent occurrence of non-frozen spots in the ice cover. Anthropogenization of ice phenomena within all water reservoirs is a factor that affects the course of other limnic processes and additionally brings about the threat for safe use – mainly in terms of recreational fishing and ice yachting – of the frozen lake surface. Limited growth of ice phenomena caused by anthropopressure changes the course of other limnic processes and may be useful from the economic point of view.

LITERATURA

- CHOIŃSKI A., 1995: *Zarys limnologii fizycznej Polski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań. 298 s.
- CHOIŃSKI A., 2000: *Jeziora kuli ziemskiej*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa. 204 s.
- CHOIŃSKI A., 2007: *Limnologia fizyczna Polski*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań. 547 s.
- JAGUŚ A., RZĘTAŁA M., 2000: *Zbiornik Poraj. Charakterystyka fizycznogeograficzna*. Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec. 81 s.
- JAGUŚ A., RZĘTAŁA M., 2003: *Zbiornik Kozłowa Góra – funkcjonowanie i ochrona na tle charakterystyki geograficznej i limnologicznej*. Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Warszawa. 156 s.
- JAGUŚ A., RZĘTAŁA M., 2008: *Znaczenie zbiorników wodnych w kształtowaniu krajobrazu (na przykładzie kaskady jezior Pogorii)*. Akademia Techniczno-Humanistyczna – Wydział Nauk o Materiałach i Środowisku, Uniwersytet Śląski – Wydział Nauk o Ziemi, Bielsko-Biała – Sosnowiec. 152 s.
- JANKOWSKI A.T., MACHOWSKI R., PIĄTEK M., RUMAN M., RZĘTAŁA M., RZĘTAŁA M.A., SOLARSKI M., 2009 (w druku): *Cechy charakterystyczne złodzenia zbiorników wodnych w regionie górnośląskim*. [w:] *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior*, vol. 2. Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Toruń.
- MARSZELEWSKI W., 2005: *Zmiany warunków abiotycznych w jeziorach Polski północno-wschodniej*. Wydawnictwo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń. 288 s.
- RUMAN M., RZĘTAŁA M., 2005: *Zróźnicowanie pokrywy lodowej zbiorników zaporowych Turawa i Kozłowa Góra w latach hydrologicznych 1975-1996*. [w:] Jankowski A. T., Rzętała M., (red.): *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze*. Uniwersytet Śląski – Wydział Nauk o Ziemi, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, Polskie Towarzystwo Geograficzne – Oddział Katowicki, Sosnowiec. s. 189-196.

- RZĘTAŁA M., 2008: *Funkcjonowanie zbiorników wodnych oraz przebieg procesów limnicznych w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie regionu górnośląskiego*. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice. 172 s.
- RZĘTAŁA M. A., RZĘTAŁA M., 2009: *Złodzenie niewielkiego zbiornika wodnego (aspekty poznawcze i użytkowe)*. [w:] *Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych*. T. 40. WBiOŚ UŚ, WNoZ UŚ, Katowice – Sosnowiec.

Dr hab. Mariusz Rzętała

mariusz.rzetala@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

Dr Andrzej Jaguś

and.jag@onet.eu
Akademia Techniczno-Humanistyczna
ul. Willowa 2
43-309 Bielsko-Biała

Dr Martyna A. Rzętała

mrz@ultra.cto.us.edu.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

TEMPERATURA WODY W JEZIORACH W POLSCE PÓŁNOCNEJ JAKO WSKAŹNIK ZMIAN KLIMATU

Rajmund SKOWRON

Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń

Abstrakt: W pracy przedstawiono wyniki badań nad przebiegiem oraz zmianami temperatury wody w jeziorach oraz temperatury powietrza w latach 1961-2005. Celem opracowania było przedstawienie zmian temperatury wody oraz struktury termicznej w wybranych jeziorach północnej Polski na tle zmian temperatury powietrza. W analizowanych jeziorach obserwowano wyraźny wzrost temperatury wody powierzchniowej wody na poziomie $0,02-0,05^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, obserwowany najwyraźniej w okresie zimowym. Wzrost ten wykazuje bliskie zależności z temperaturą powietrza. Badania nad strukturą termiczną wody w okresie letniej stagnacji przeprowadzone na przykładzie jez. Miedwie wykazały systematyczne pogłębianie się zasięgu epilimnionu w tempie $0,3\text{ m}\cdot\text{rok}^{-1}$, a także wzrost gradientów w warstwie skoku termicznego. Powyższe badania pokazały, że temperatura wody w jeziorach na Niżu Polskim może być bardzo czułym i reprezentatywnym wskaźnikiem zmian klimatycznych.

Słowa kluczowe: jeziora, termika, zmiany klimatu.

WPROWADZENIE

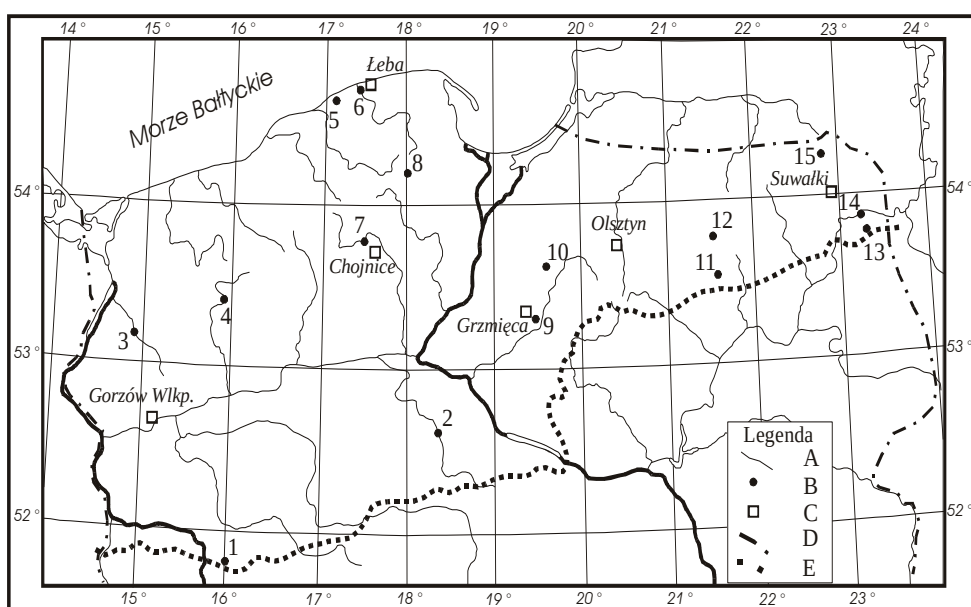
Jeziora zawsze stanowiły atrakcyjne pod względem naukowym obiekty przyrodnicze, na których prowadzono pomiary temperatury wody. Historia badań temperatury wody jeziornej w Polsce sięga drugiej połowy XIX wieku i odnosi się do jezior tatrzańskich, a na początku XX w. jezior chodeckich na Kujawach oraz jezior na kresach wschodnich Polski. Badania te prowadzono w systemie pomiarów eksperymentalnych wykonywanych niesystematycznie.

Jednak systematyczne obserwacje nad temperatury wody w jeziorach w Polsce rozpoczęto w latach 50. XX w., które odnosiły się do wód powierzchniowych. Wraz ze wzrastającym zapotrzebowaniem gospodarki narodowej oraz konstrukcją termometrów elektrycznych z kablem, pozwalającym na pomiary na dowolnej głębokości, rozpoczęto badania temperatury całej masy wodnej. Prowadzone były one w pierwszym etapie przez pracowników naukowych wyższych uczelni, a od początku lat 80. XX w. przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska.

Szczególne miejsce w badaniach termiki wody zajmują pomiary temperatury warstwy powierzchniowej. Warstwa ta w jeziorach jest powierzchnią graniczną, poprzez którą następuje wymiana energii pomiędzy jeziorem i jego otoczeniem, a także absorpcja promieniowania cieplnego i świetlnego. Warstwa powierzchniowa wody w jeziorach jest wreszcie strefą cyrkulacji wody, w której zachodzą procesy mieszania, posiadające podstawowe znaczenie dla kształtowania reżimu termiczno-lodowego.

MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE, ZAKRES ORAZ CEL OPRACOWANIA

Jeziora stały się wyjątkowo dobrymi obiektami przyrodniczymi, w których zmiany klimatyczne znajdują swoje wyraźne odbicie (Skowron, 1999; Pernaravičiūtė, 2004; Danilovich, 2005; Borowiak i in., 2008). W tym celu w pracy wykorzystano wyniki pomiarów temperatury wody powierzchniowej w 12 jeziorach obejmujących lata 1961-2005 oraz pionowe rozkłady temperatury wody w jez. Miedwie wykonane w sierpniu w latach 1988-2002. Analizę materiału przeprowadzono na tle obserwacji temperatury powietrza, która obejmowała dane z 5 stacji meteorologicznych w latach 1956-2005 (rys. 1).



Rys. 1. Rozmieszczenie posterunków pomiarowych objętych pomiarami temperatury wody i powietrza: A – rzeki, B – jeziora: 1 – Sławskie, 2 – Gopło, 3 – Miedwie, 4 – Lubie, 5 – Gardno, 6 – Łebsko, 7 – Charzykowskie, 8 – Raduńskie Górne, 9 – Bachotek, 10 – Jeziorak, 11 – Nidzkie, 12 – Mikołajskie, 13 – Serwy, 14 – Studzieniczne, 15 – Hańcza, C – stacje meteorologiczne, D – granica Polski, E – maksymalny zasięg zlodowacenia vistuliańskiego.

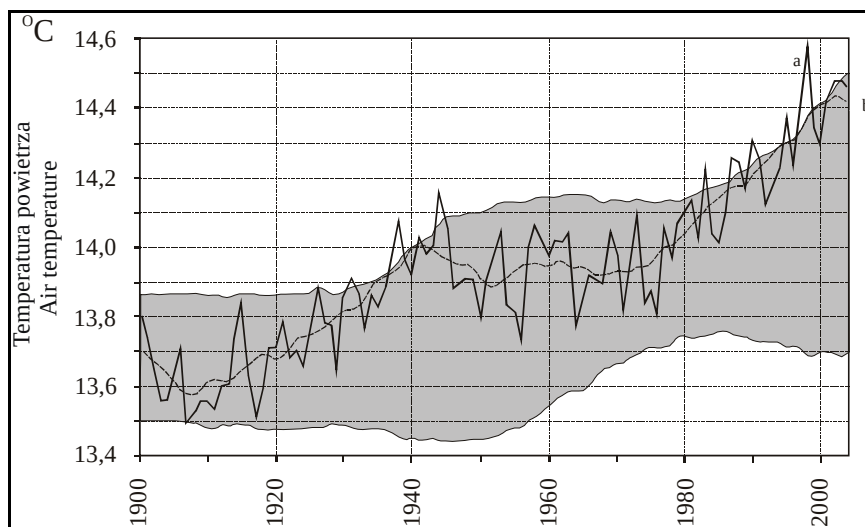
Fig. 1. Location of the studied lakes and meteorological stations:

A – rivers, B – lakes: 1 – Sławskie, 2 – Gopło, 3 – Miedwie, 4 – Lubie, 5 – Gardno, 6 – Łebsko, 7 – Charzykowskie, 8 – Raduńskie Górne, 9 – Bachotek, 10 – Jeziorak, 11 – Nidzkie, 12 – Mikołajskie, 13 – Serwy, 14 – Studzieniczne, 15 – the Hańcza, C – the meteorological stations, D – border of Poland, E – maximum extent of Vistulian glaciation.

Celem opracowania było przedstawienie zmian temperatury wody, jej przebiegu i struktury termicznej w wybranych jeziorach północnej Polski na tle zmian klimatu (temperatury powietrza) oraz wykazanie ich wzajemnych relacji.

CHARAKTER ZMIAN KLIMATYCZNYCH NA OBSZARZE PÓŁNOCNEJ POLSKI

Okres ostatnich 200 lat nad obszarem Europy Środkowej i południowego Bałtyku charakteryzował się dużymi zmianami temperatury powietrza oraz występowaniem dodatnich trendów dla wartości średnich rocznych (rys. 2). Badania nad zmiennością warunków klimatycznych na obszarze Polski wskazują na wyraźne zmiany przebiegu temperatury powietrza wywołane głównie zmianami strefowej cyrkulacji atmosferycznej (Marsz, 1999; Kożuchowski, 2000; Degirmendzić i in., 2002; Kożuchowski, Żmudzka, 2002). Zmiany te odnoszą się przede wszystkim do wzrostu temperatury powietrza w okresie zimy (Fortuniak i in., 2001, Kożuchowski, Żmudzka 2002). Zmiany te zaznaczają się także w pojawianiu termicznych pór roku, powodując m. in. szybsze pojawianie się przedwiośnia (o 20 dni), wiosny (o 5 dni), wydłużeniu uległo przedwiośnie (o 15 dni) oraz wiosna (o 6 dni), natomiast jesień skróciła się o 3 dni, a zima aż o 26 dni. Największy wzrost temperatury powietrza zaznaczył się w miesiącach zimowych (luty o 4,0°C, styczeń o 2,7°C) oraz w marcu (2,7°C), maju (1,6°C) i sierpniu (1,8°C).



Rys. 2. Przebieg temperatury powietrza na kuli ziemskiej w latach 1900-2004. Na szaro zaznaczono przedział ufności (Źródło: IV Raport IPCC).

Fig. 2. Course of air temperature on earthly sphere in years 1900-2004. The compartment of trust of climate on grey was marked was (After: IV Report IPCC).

Współczynnik kierunkowy trendu wykonany metodą regresji liniowej dla średnich rocznych wartości wynosi 0,017, co oznacza rosnącą tendencję w tempie 0,2°C na dekadę (Kożuchowski, Żmudzka, 2001). Autorzy ci określili, że w okresie 50-lecia 1951-2000 średnia temperatura w lutym i marcu podniosła się o ok. 3°C, w maju o 1,5°C, zaś średnia roczna o 0,9°C, czyli z 7,3 do 8,2°C (tab. 1).

Tabela 1. Średnie miesięczne i średnia roczna temperatura powietrza (°C) na obszarze Polski w różnych okresach wielolecia 1951-2000 (wg: K. Kozuchowski, E. Żmudzka, 2001).

Table 1. The mean monthly and annual air temperature (°C) on area of Poland in different periods 1951-2000 (After K. Kozuchowski, E. Żmudzka, 2001).

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I - XII
1951-2000	-2,3	-1,6	2,1	7,4	12,6	16,1	17,5	16,9	13,0	8,4	3,2	-0,5	7,7
1981-2000	-1,5	-0,9	2,8	7,9	13,3	15,9	17,8	17,4	13,1	8,6	2,9	-0,4	8,1
1991-2000	-0,9	-0,2	3,0	8,3	13,0	16,2	18,1	17,8	13,2	8,3	2,7	-0,7	8,2
2000	-1,2	2,4	3,5	11,6	14,7	16,8	16,1	17,7	12,1	11,7	6,6	1,5	9,5

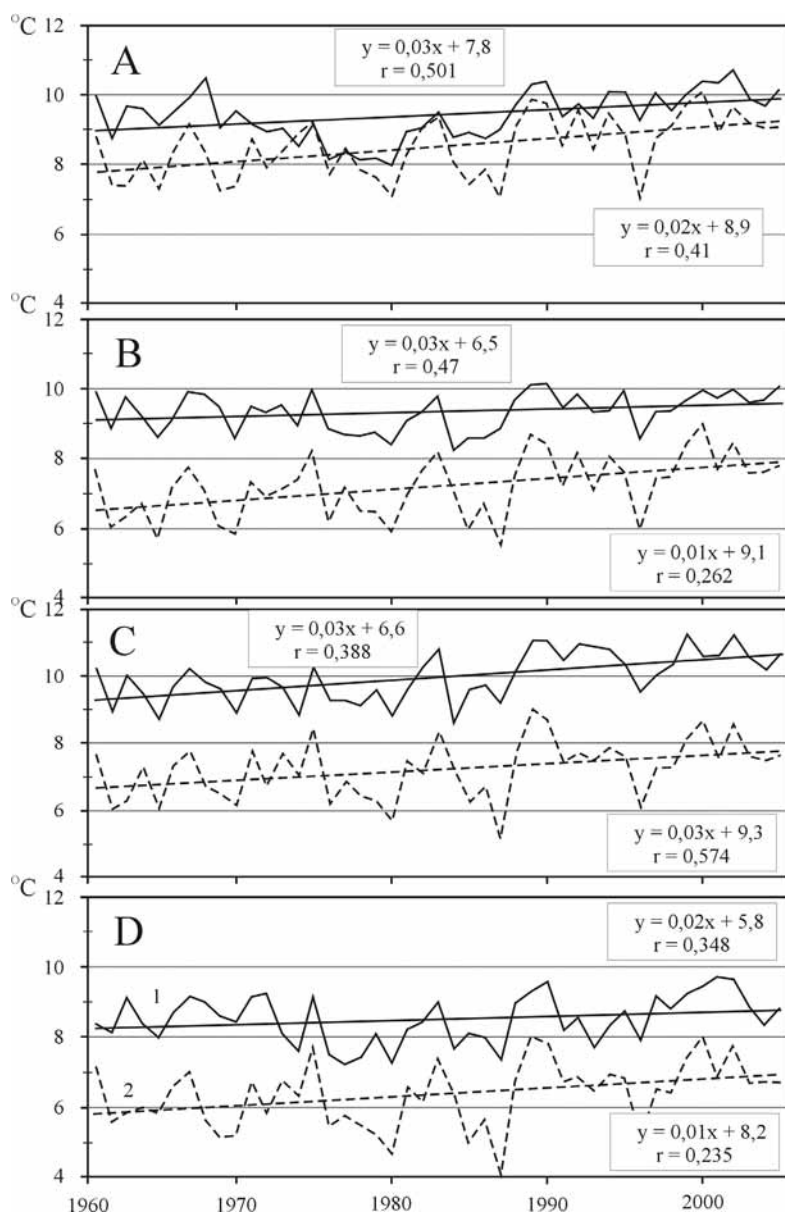
ZMIANY TEMPERATURY POWIERZCHNIOWEJ WODY W JEZIORACH

Ocieplenie klimatu spowodowało na półkuli północnej zmiany w reżimie termicznym wód jeziornych oraz w przebiegu zjawisk lodowych (Magnuson i in., 2000). W zakresie zmian reżimu termicznego na wielu jeziorach w europejskiej części Rosji, zauważono wcześniejsze nagrzewanie się wody w okresach wiosennych (Gronskaya i in., 2001) a na jeziorach Estonii wydłużenie się okresu letniego z temperaturą wody $>10^{\circ}\text{C}$ (Järvet, 2001).

Pomiary temperatury powierzchniowej w jeziorach północnej Polski wykazały, że średnie roczne jej wartości w latach 1961-1995 wykazywały dla wszystkich jezior dodatni trend na poziomie $0,02\text{-}0,05^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Skowron, 1997), z wyraźnym zróżnicowaniem w przebiegu średnich wartości miesięcznych (Dąbrowski i in., 2004) oraz dat wystąpienia poszczególnych zakresów temperatury (Skowron, 1999). Podobne wielkości uzyskano dla jezior położonych na obszarze Białorusi (Danilovich, 2005), Litwy (Pernaravičiūtė, 2004), północnej Europy (Gronskaya i in., 2001; Naumenko i in., 2006), a także jezior w Stanach Zjednoczonych (De Stasio i in., 1996).

Przebieg średnich rocznych wartości temperatury powierzchniowej warstwy wody charakteryzował się wyraźnym zróżnicowaniem w poszczególnych latach analizowanego wielolecia. Potwierdzają to wartości średnie 5-cio letnie (tab. 2). Zdecydowanie najwyższe temperatury wystąpiły w latach 2001-2005 i wynosiły od $9,0$ do $11,3^{\circ}\text{C}$, kiedy były przeciętnie o $1,4^{\circ}\text{C}$ wyższe od średniej z najchłodniejszego 5-cio lecia 1976-1980. Dane te ponadto pokazały wyraźne przestrzenne zróżnicowanie temperatury wody w jeziorach na Niżu Polskim. Najcieplejszymi jeziorami są najpłytsze zbiorniki położone na Pojezierzu Wielkopolskim i jez. Jeziorak, natomiast najchłodniejszymi pozostają jez. przybrzeżne (Gardno i Łebsko) oraz jez. Hańcza.

Zróżnicowanie temperatury powierzchniowej warstwy wody w poszczególnych latach wielolecia 1961-2005 dobrze ilustruje rysunek nr 3. Stosunkowo chłodnym okresem były lata 1969-1982, kiedy średnia roczna temperatury powierzchniowej warstwy wody była przeciętnie o $0,6\text{-}0,8^{\circ}\text{C}$ niższą od średniej z wielolecia. Z kolei najcieplejszym okresem były lata 1997-2005, w których średnia roczna temperatura była o $0,4\text{-}0,7^{\circ}\text{C}$ wyższą od średniej z analizowanego wielolecia.



Rys. 3. Przebieg średniej rocznej temperatury wody powierzchniowej w jeziorach (1) i powietrza (2) w okresie 1961-2005:

A - jez. Lubie - Gorzów Wlkp., B - jez. Charzykowskie - Chojnice, C - jez. Jeziorak - Olsztyn, D - Jez. Hańcza - Suwałki (istotność statystyczna $\alpha < 0,05$).

Fig. 3. Course of mean annual surface water temperature in lakes (1) and mean annual air temperature (2) in period 1961-2005:

A - l. Lubie - Gorzów Wlkp., B - l. Charzykowskie - Chojnice, C - l. Jeziorak - Olsztyn, D - l. Hańcza - Suwałki (statistical significance $\alpha < 0,05$).

Tabela 2. Średnie 5-letnie roczne temperatury powierzchniowej warstwy wody [°C] w wybranych jeziorach w okresie 1961-2005.

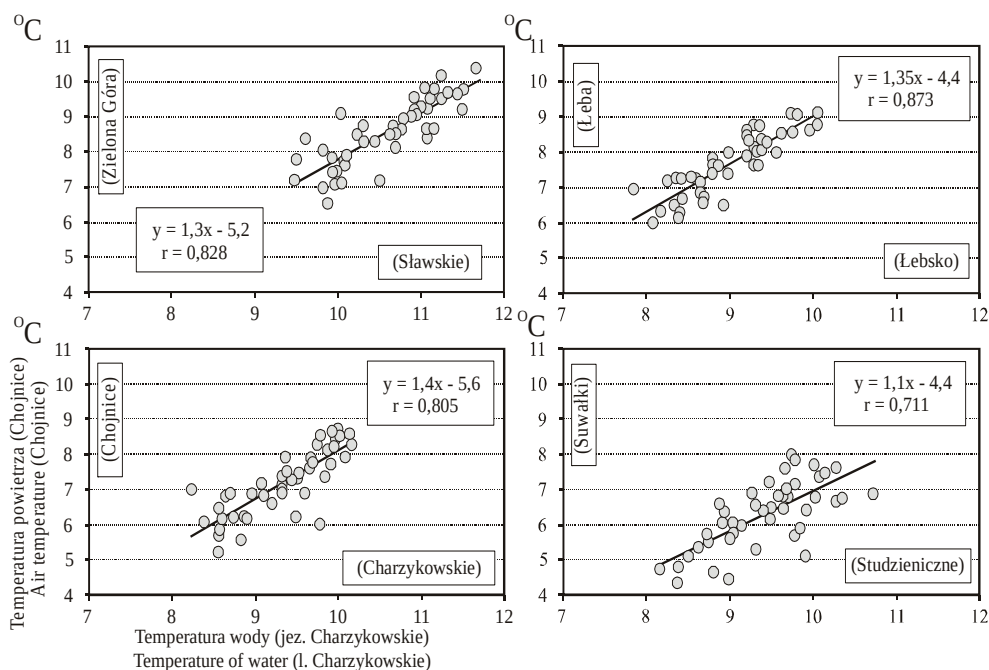
Table 2. The mean 5-years of surface water temperature [°C] in chosen the lakes in period 1961-2005.

Jezioro	1961-65	1966-70	1971-75	1976-80	1981-85	1986-90	1991-95	1996-00	2001-05
Sławskie	10,4	10,3	10,5	9,9	10,5	10,7	10,9	10,9	11,3
Gopło	10,5	10,6	10,4	10,2	10,6	11,0	10,5	10,3	11,1
Lubie	9,4	9,6	8,9	8,1	9,0	9,6	9,7	9,8	10,1
Gardno	8,6	8,7	8,8	8,0	8,5	8,8	8,8	8,7	9,2
Łebsko	8,4	8,8	8,9	8,5	9,2	9,2	9,5	9,1	9,5
Charzykowskie	9,3	9,4	9,5	8,7	9,0	9,5	9,6	9,4	9,8
Radunskie Górne	8,5	8,7	8,9	8,2	8,7	8,9	9,2	9,2	9,8
Jeziorak	9,5	9,6	9,7	9,2	9,7	10,2	10,6	10,3	10,6
Nidzkie	9,1	9,2	9,7	8,8	9,5	9,6	9,6	9,8	10,2
Mikołajskie	9,4	9,4	9,4	8,7	9,4	9,5	9,6	9,6	10,1
Studzieniczne	9,3	9,6	9,5	8,7	9,3	9,3	9,5	9,6	10,1
Hańcza	8,4	8,7	8,6	7,4	8,2	8,6	8,2	8,9	9,0

Analiza średnich rocznych wartości zarówno temperatury wody powierzchniowej, jak i temperatury powietrza w bezpośrednim sąsiedztwie jezior dla lat 1961-2005 wykazała duże zależności między obu środowiskami oraz również wyraźny trend dodatni zarówno temperatury wody jak powietrza, który wynosił odpowiednio: $0,02-0,03^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ i $0,01-0,03^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ (rys. 3). Najwyższe wartości notowane były w sąsiedztwie pobrzeża Bałtyku, natomiast najmniejsze w północno-wschodniej części Polski (Dąbrowski i in., 2004).

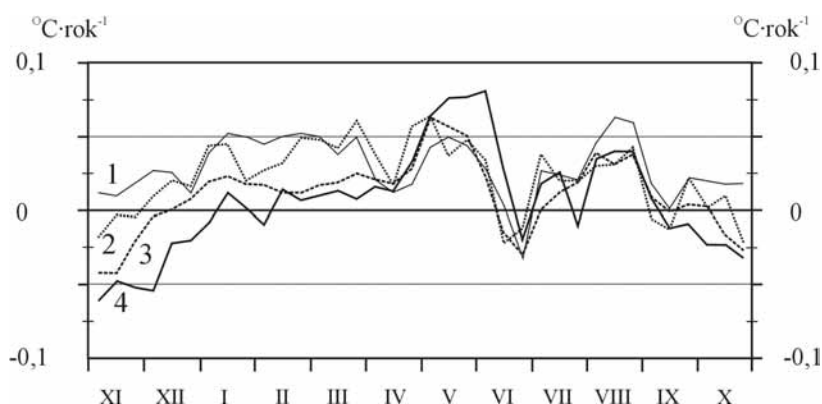
Zachodzące relacje między temperaturą powietrza w sąsiedztwie jezior i ich temperaturą powierzchniowej warstwy wody dla średnich wartości rocznych posiadają charakter związków statystycznych o bardzo wysokiej korelacji ($r > 0,7$) (rys. 4). Obliczone korelacje dla wartości średnich miesięcznych między obu środowiskami wykazują jeszcze wyższy stopień zależności, zwłaszcza dla miesięcy od wiosny do początku jesieni (marzec-wrzesień) ($r \in 0,81-0,92$), natomiast najmniejsze w grudniu i w niektórych przypadkach w styczniu ($r \in 0,36-0,44$).

Zmiany przebiegu rocznym temperatury powierzchniowej wody w jeziorach oraz określenie trendu przedstawiono w oparciu o wartości dekadowe (rys. 5). Przebieg trendów pozwolił na wyróżnienie w ciągu roku trzech wyraźnych okresów; jesienny trwający od drugiej dekady września do końca grudnia (11 dekad) i charakteryzuje się ujemnym trendem temperatury wody na poziomie $0,03-0,06^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, zimowo-wiosenny trwający od pierwszej dekady stycznia do pierwszej dekady czerwca (16 dekad) z dodatnimi trendami średnich dekadowych temperatur wody we wszystkich jeziorach na poziomie od $0,048$ do $0,06^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ oraz letni trwający od drugiej dekady czerwca do pierwszej dekady września łącznie o dużej zmienności kierunków i wartości trendów.



Rys. 4. Zależność średnich rocznych temperatury powietrza i wody powierzchniowej w jeziorach w okresie 1961-2005 (istotność statystyczna $\alpha < 0,001$).

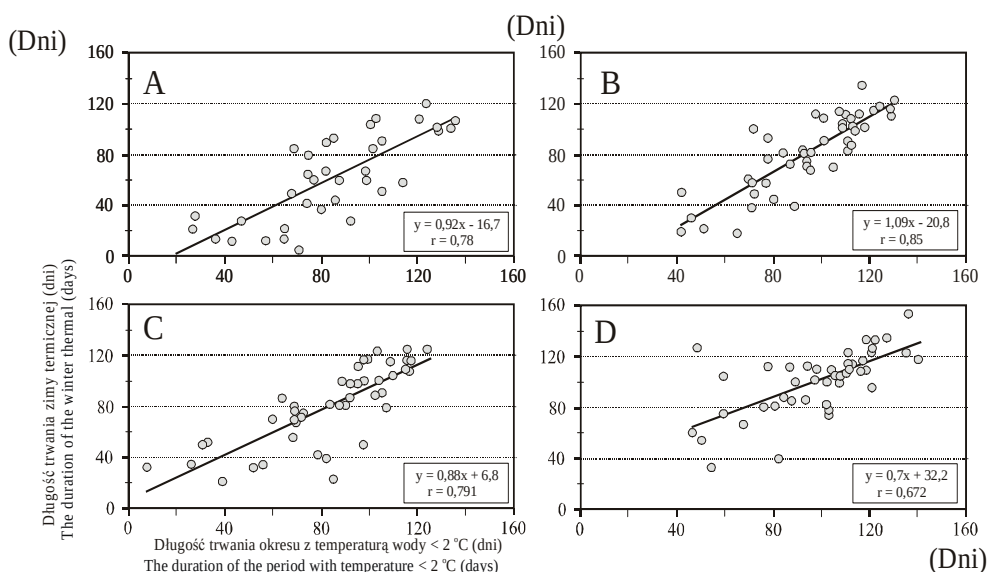
Fig. 4. Dependence of mean annual air temperature and mean annual surface water temperature in lakes in period 1961-2005 (statistical significance $\alpha < 0,001$).



Rys. 5. Przebieg dekadowych trendów temperatury wody powierzchniowej w jeziorach północnej Polski w okresie 1961-2005:

1 - jez. Jeziorak, 2 - jez. Lebsko, 3 - jez. Charzykowskie, 4 - jez. Hańcza.

Fig. 5. Course of decade trends of temperature surface water in lakes of northern Poland in period 1961-2005: 1 - Jeziorak, 2 - Lebsko, 3 - Charzykowskie, 4 - Hańcza.



Rys. 6. Zależność między długością trwania zimy termicznej i długością trwania okresu z temperaturą powierzchniową wody o wartości $<2^{\circ}\text{C}$ w wybranych jeziorach w latach 1961-2005:
A – Łeba – jez. Łebsko, B – Chojnice – jez. Charzykowskie, C – Olsztyn – jez. Mikołajskie, D – Suwałki – jez. Studzienie (istotność statystyczna $\alpha < 0,001$).

Fig. 6. Dependence between length of duration of thermal winter and the length of duration of period from the surface temperature of water $<2^{\circ}\text{C}$ in lakes in period 1961-2005:

A – Łeba – l. Łebsko, B – Chojnice – l. Charzykowskie, C – Olsztyn – l. Mikołajskie, D – Suwałki – l. Studzienie (statistical significance $\alpha < 0,001$).

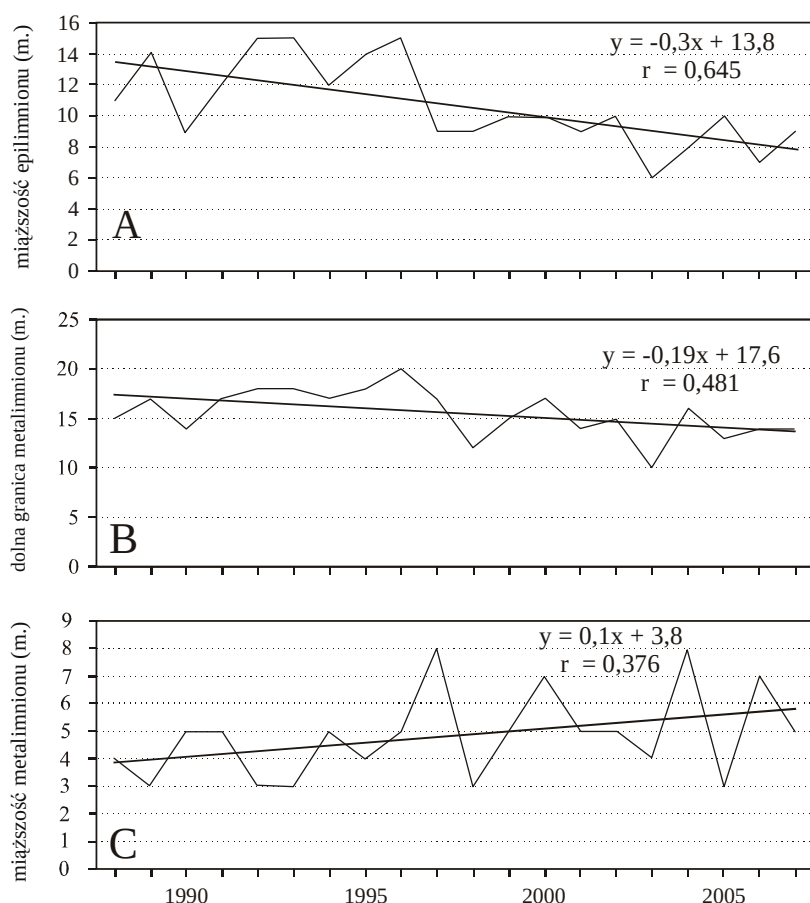
Dodatknie trendy temperatury wody powierzchniowej w jeziorach są skutkiem zmian klimatu (rys. 6). Szczegółowa analiza ich przebiegu wykazuje pewne zróżnicowanie zarówno wartości, jak i kierunków w poszczególnych dekadach. Zróżnicowanie to wynika z odmienności cech morfometrycznych jezior, a także z pogorszenia się wód jeziornych w wyniku wzrostu eutrofizacji.

ZMIANY STRUKTURY TERMICZNEJ WODY W JEZIORACH

Badania nad strukturą termiczną wody w jeziorach dowiodły, iż zmiany klimatyczne, zwłaszcza zmiany temperatury powietrza, zaznaczyły się wyraźnie w przebiegu uwarstwienia termicznego wody (Ambrosetti, Barbanti, 1999). Temperatura powierzchniowej warstwy wody w jeziorach może być dobrym wskaźnikiem zmian klimatycznych, zwłaszcza w okresie wolnym od zjawisk lodowych (Naumenko i in., 2006).

Skutkiem zmian klimatycznych jest coraz wcześniejsze występowanie temperatury o wartości 10°C wiosną oraz wyraźna zależność między długością okresu z temperaturą powyżej 4°C i wskaźnikiem NAO (Gronskaja i in., 2001). W głębokich

jeziorach alpejskich we Włoszech (Maggiore, Como, Garda, Iseo i Orta) udokumentowano wyraźny wzrost zasobów ciepła wód hypolimnionu, co związane jest z ograniczeniem mieszania się wody pod koniec okresu zimowego, zaś głębokie partie tych jezior posiadają zdolność do zapisywania informacji o sytuacjach z przeszłości (np. temperatury) i określane są jako obiekty posiadające „pamięć klimatyczną” (Ambrosetti, Barbanti, 1999).



Rys. 7. Przebieg wybranych elementów struktury termicznej wody w jez. Miedwie:

A – głębokość epilimnionu, B – głębokość położenia dolnej granicy metalimnionu, C – miąższość metalimnionu w okresie 1988-2007 oraz trend zmian (istotność statystyczna $\alpha < 0,01$).

Fig. 7. Course of chosen elements structure thermal water in lake Miedwie:

A – the depth of epilimnion, B – the lower limit of thermocline, C – the thickness of thermocline in period 1988-2007 and the trend of changes (statistical significance $\alpha < 0,01$).

Ponad wszelką wątpliwość zaobserwowano w jeziorach północnej Polski również podwyższanie się temperatury wody w obrębie epilimnionu, zwiększanie się jego miąższości, pogłębianie się dolnej granicy metalimnionu oraz zmniejszanie

się miąższości warstwy skoku termicznego. Wykorzystując letnie profile termiczne z lat 1971-2005 dla jez. Raduńskiego Górnego ustalono, że następował w nim wzrost temperatury epilimnionu oraz spadek głębokości występowania temperatury 10°C oraz wypływanie się termokliny (Borowiak i in., 2008).

Badania przeprowadzone na jez. Miedwie w latach 1988-2005 potwierdzają słuszność powyższych spostrzeżeń (rys. 7) oraz sugestie dotyczące charakteru uwarstwienia termicznego wody w innych jeziorach w Polsce o znacznie krótszych seriach pomiarowych. Na jez. Miedwie obserwuje się systematyczne pogłębianie się zasięgu epilimnionu w tempie 0,3 m·rok⁻¹, a także wzrost gradientów w warstwie skoku termicznego w końcu letniej stagnacji.

WNIOSKI

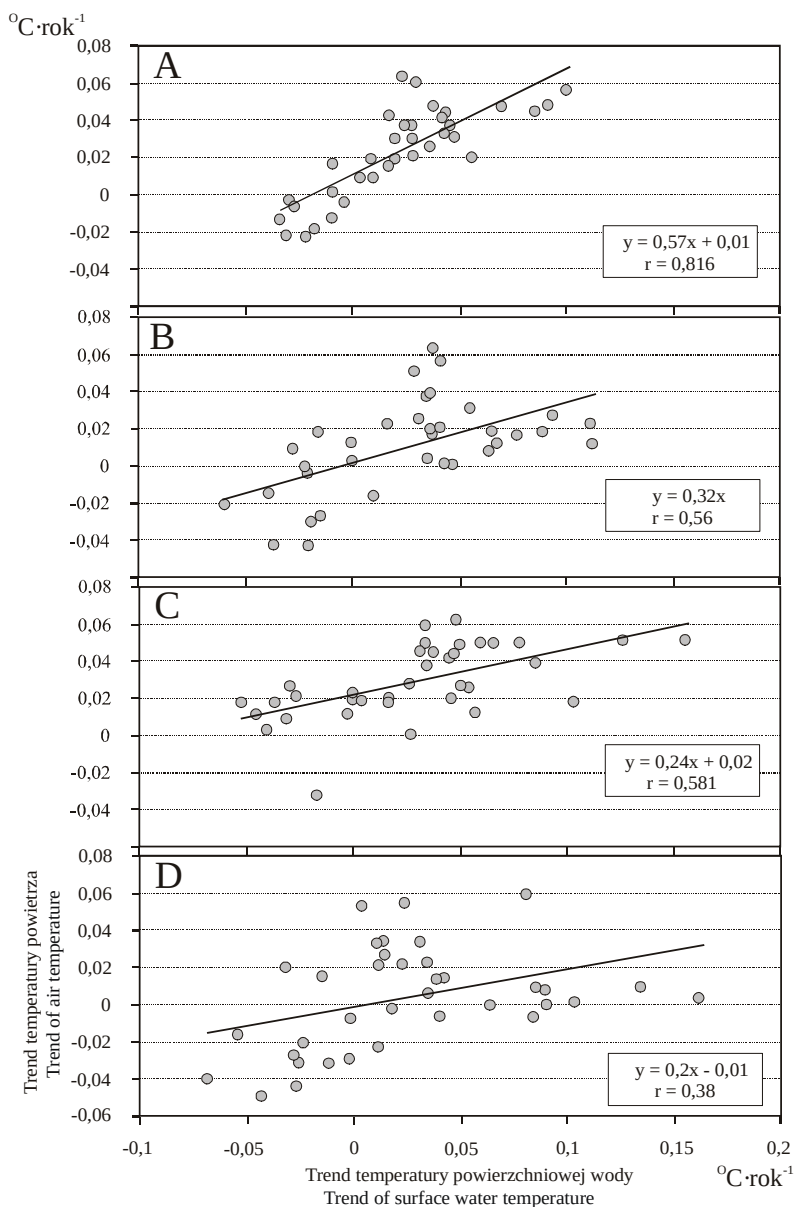
Temperatura wody w jeziorach stała się bardzo czułym wskaźnikiem wszelkich zmian klimatycznych. Dotychczas dokumentowano to najczęściej na przykładzie dużych jezior. Niniejsza praca przedstawia wyniki odnoszące się do zbiorników małych, w których trudno się doszukiwać zapisów zmian termicznych w głębokich partiach, gdyż głębokości maksymalne tych zbiorników tylko w pojedynczych przypadkach przekraczają 50-60 m. Zmiany występujące w tych jeziorach nie mają tzw. „pamięci klimatycznej” lecz zmieniają się z roku na rok.

Przeprowadzona analiza zarówno temperatury wody powierzchniowej, jak i struktury termicznej wody, zwłaszcza w okresie letniej stagnacji potwierdziły słuszność stawianej tezy, iż zmiany temperatury powierzchniowej wody w jeziorach należy traktować jako kumulatywną odpowiedź całego systemu jeziornego na zmiany warunków klimatycznych.

Analiza zebranych wyników badań wskazuje na znaczne różnice tempa przebiegu zmian temperatury wody w jeziorach. Przy założeniu, że na danym obszarze zmiany klimatyczne są identyczne, to zmiany temperatury wody w jeziorach przebiegają w różnym tempie. Do głównych czynników modyfikujących przebieg zmian temperatury wody w jeziorach należą cechy morfometryczne i troficzne. Ważnym czynnikiem jest także wysokość położenia zwierciadła wody nad poziom morza.

Zależności między średnimi dekadowymi wartościami temperatury powietrza i wody wskazało na złożoność omawianego problemu oraz umożliwiło dokładniejsze przedstawienie relacji między nimi, co niewątpliwie wynika z wpływu ocieplenia klimatu (rys. 8).

Wpływ zmian klimatycznych zaznaczył się również w przebiegu i datach wystąpienia określonych wartości temperatury wody i długości trwania niektórych zakresów temperatury powierzchniowej wody w jeziorach. Ujemny trend, czyli wcześniejsze daty wystąpienia dotyczą temperatury wody w zakresie 4-15°C w okresie wiosny (0,2-0,6 dnia·rok⁻¹) oraz dodatni trend, czyli późniejsze daty wystąpienia temperatury w przedziale 4-15°C jesienią (~0,1 dnia·rok⁻¹).



Rys. 8. Zależność między rocznymi trendami temperatury powietrza i temperaturami powierzchniowej wody w jeziorach w okresie 1961-2005 oraz linie trendu:

A – Łeba – jez. Łebsko, B – Chojnice – jez. Charzykowskie, C – Olsztyn – jez. Jeziorak, D – Suwałki – jez. Studzieniczne (istotność statystyczna $\alpha < 0,02$).

Fig. 8. Dependence between annual trends of air temperature and the surface water temperature in lakes in period 1961-2005 and trend:

A – Łeba – l. Łebsko, B – Chojnice – l. Charzykowskie, C – Olsztyn – l. Jeziorak, D – Suwałki – l. Studzieniczne (statistical significance $\alpha < 0,02$).

Konsekwencją tych zmian są zmiany dotyczące przebiegu struktury termicznej wody, zwłaszcza wcześniejszego wystąpienia homotermii wiosennej oraz wcześniejszego powstawania stratyfikacji termicznej. Obliczenia autora potwierdzają sugestie zawarte w pierwszych opracowaniach z tego zakresu (Borowiak i in., 2008), iż w wielu jeziorach obserwujemy podwyższanie się temperatury epilimnionu oraz pogłębianie się dolnej granicy warstwy skoku termicznego. Mechanizmy te prowadzą pod koniec letniej stagnacji (maksymalne zasoby ciepła) do zwiększania się miąższości epilimnionu oraz wzrostu gradientów w metalimnionie.

SUMMARY

WATER TEMPERATURE OF LAKES IN NORTH POLAND AS INDEX OF CLIMATE CHANGE

The study presents the results of the investigations into the course and changes in water temperature of the lakes and air temperature in the period 1961-2005. The primary research objective was to show changes in water temperature, its course and thermal structure in the selected lakes of Northern Poland in the light of changing air temperature, and to present a mutual relationship between the values. The study was based upon almost 45-year long measurements of surface water temperature in twelve lakes compared to air temperature measured at five meteorological stations, and the data on the vertical distribution of temperature in August concerning Lake Miedwie (Fig. 1) in the years 1988-2008.

The recent 50 years have been marked with a noticeable increase in air temperature, particularly in the winter season, over the area of the southern Baltic (Fig. 2). This is proven by mean monthly and annual values recorded at all the stations located in Northern Poland (Tab. 1). Such conditioning is mainly reflected by considerably increasing temperature of surface waters in the lakes of the Polish Lowland, which has been observed since 1980s (Tab. 2, Fig. 3). Rising mean annual values were noted at the level of $0.02\text{--}0.05\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$ with respect to all the lakes, though with a distinctive diversity in the course of the mean monthly values and the dates with the particular ranges of temperature.

The relations observed between air temperature over the neighbouring area of the lake and the temperature of the surface water reveal significant dependency, which is confirmed by the high correlation coefficients for the mean annual values ($r > 0.7$) (Fig. 4). An even higher degree of dependency can be noticed for the mean values of ten-day terms in the period from spring to early autumn (March – September) ($r \in 0.81\text{--}0.92$) (Fig. 5). The biggest increase in water temperature ranging between 0.048 and $0.06^{\circ}\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$ was recorded at the turn of April and May. The positive trends of surface water temperature result from considerable warming of the climate, particularly in the winter season. This fact can be proven by dependencies between the duration of the thermal winter and the duration of the period with water temperature of $<2^{\circ}\text{C}$ (Fig. 6). The investigations of the thermal structure of water during summer stagnation conducted in Lake Miedwie showed systematic deepening of the epilimnion extent at the pace of $0.3\text{ m}\cdot\text{year}^{-1}$, and rising gradients in the layer of the thermocline (Fig. 7).

The above research shows that water temperature in the lakes located on the Polish Lowland has been correlating with changing air temperature values since 1980s. It may be a very sensitive and representative indicator of climatic changes, which is illustrated by dependencies between temperature trends of air and surface waters (Fig. 8).

LITERATURA

- AMBROSETTI W., BARBANTI L., 1999: *Deep water warming in lakes: an indicator of climate change*. J. Limnol., 58(1). s. 1-9.
- BOROWIAK D., BARAŃCZUK J., NOWIŃSKI K., 2008: *The directions of the thermal stratification transformations of upper Raduńskie Lake as a result of observed climatic changes*. Озера й штучні водойми України: сучасний стан і антропогенні зміни. Луцьк. s. 151-155.
- DĄBROWSKI M., MARSZELEWSKI W., SKOWRON R., 2004: *The trends and dependencies between air and water temperatures in the lakes located in Northern Poland in the years 1961-2000*. Hydrology and Earth System Sciences, 8(1). s. 79-87.
- DANILOVICH I., 2005: *Influence of climate warming on hydrological regime of lakes and reservoirs in Belarus*. [w:] Jankowski A.T., Rzętała M., (eds.): *Lakes and artificial water reservoirs – natural processes and socio-economic importance*. University of Silesia Faculty of Earth Sciences, Polish Limnological Society, Polish Geographical Society – Branch Katowice, Sosnowiec. s. 53-58.
- DE STASIO B.T., JR., HILL D.K., KLEINHANS J.M., NIBBELINK N.P., MAGNUSON J.J., 1996: *Potential effects of global climate change on small north-temperate lakes: Physics, fish, and plankton*. Limnology and Oceanography, 41(5). s. 1136-1149.
- DEGIRMENDŽIĆ J., KOŻUCHOWSKI K., ŻMUDZKA E., 2002: *Uwarunkowania cyrkulacyjne zmienności temperatury powietrza w Polsce w okresie 1951-2000*. Przegląd Geofizyczny, 47 (1-2). s. 93-98.
- FORTUNIAK K., KOŻUCHOWSKI K., ŻMUDZKA E., 2001: *Trendy i okresowość temperatury powietrza w Polsce w drugiej połowie XX wieku*. Przegląd Geofizyczny, 46(4). s. 283-303.
- GRONSKAYA T.P., 2000: *Ice thickness in relation to climate forcing in Russia*. Verh. Internat. Verein. Limnol. 27(5). s. 2800-2802.
- GRONSKAYA T.P., GEORGE D.G., ARVOLA L., 2001: *The influence of long-term changes in the weather on the thermal characteristics of lakes in the UK*. 9th International Conference on the Conservation and Management of Lakes, Conference Proceedings, Session 5A-P04, Otsu. s. 43-47. IV Raport Intergovernmental Panel on Climate Change, <http://www.ipcc.ch>
- KOŻUCHOWSKI K., ŻMUDZKA E., 2001: *Ocieplenie w Polsce: skala i rozkład sezonowy zmian temperatury powietrza w drugiej połowie XX wieku*. Przegląd Geofizyczny, 44. s. 81-90.
- MAGNUSON J.J., ROBERTSON D.M., BENSON B.J., WYNNE R.H., LIVINGSTONE D.M., ARAI T., ASSEL R.A., BARRY R.G., CARD V., KURSISTO E., GRANIN N.G., PROWSE T.D., STEWARD K.M., VUGLINSKI V.S., 2000: *Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere*. Science. 289 (5482). s. 1743-1746.
- MARSZ A., 1999: *Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze Polski Północno-Zachodniej i polskim wybrzeżu Bałtyku*. Przegląd Geograficzny, 71 (3). s. 225-245.
- NAUMENKO M.A., GUZIVATY V.V., KARETNIKOV S.G., 2006: *Climatic trends of the water surface temperature in Lake Ladoga during ice-free periods*. Doklady Earth Sciences, St. Petersburg, 409(5). s. 675-678.
- PERNARAVIČIUTĖ B., 2004: *The impact of climate change on thermal regime of Lithuanian lakes*. Ekologija, nr 2. Vilnius. s. 58-63.
- SKOWRON R., 1997: *Tendencje zmian temperatury wody powierzchniowej i zjawisk lodowych w jeziorach na obszarach pojeziernych w Polsce*. [w:] Wpływ antropopresji na jeziora. Poznań-Bydgoszcz. s. 143-151.
- SKOWRON R., 1999: *Termiczna sezonowość wody powierzchniowej w jeziorach polskich - jej fluktuacje i tendencje*. IMiGW, Warszawa. s. 231-243.

- SKOWRON R., 2001: *Surface water thermal seasons in polish lakes, their distribution and spatial differentiation*. Limnological Review, 1. s. 251-263.
- SKOWRON R., 2007: *Roczny cykl temperatury wody powierzchniowej w jeziorach na Niziu Polskim i jego zmienność*. [w:] Michalczyk Z., (red.): *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*. Badania hydrograficzne w poznaniu środowiska. T. 8. UMCS, Lublin. s. 452-461.
- SKOWRON R., 2008: *Water thermal conditions during winter stagnation in the selected lakes in Poland*. Limnological Review, 8(3). s. 119-128.

Dr Rajmund Skowron

rskowron@umk.pl
Uniwersytet Mikołaja Kopernika
ul. Gagarina 9
87-100 Toruń

WPŁYW DZIEWIĘTNASTOWIECZNYCH SYSTEMÓW IRYGACYJNYCH NA STOSUNKI WODNE W WYBRANYCH REJONACH BORÓW TUCHOLSKICH

Danuta SZUMIŃSKA

Instytut Geografii, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego, Bydgoszcz

Abstrakt: W prezentowanej pracy przeanalizowano zmiany stosunków wodnych w Borach Tucholskich związane z funkcjonowaniem systemów nawadniających, wybudowanych w połowie XIX wieku. W celu doprowadzenia wody do nawadnianych obszarów wykopano trzy kanały nawadniające: Wielki Kanał Brdy, Kanał Wdy (Czarnowodzki) oraz Kanał Mokranecki. Nawadniane łąki zostały założone na suchych wcześniej terasach sandrowych, a woda pobierana do nawodnień pochodziła z okolicznych rzek. Rzeki Borów Tucholskich charakteryzują się niewielkimi wahaniami przepływów, co warunkowało stałą dostawę wody do systemów irygacyjnych. Skutki prowadzonych nawodnień zostały szczegółowo rozpoznane w zlewni Wdy, gdzie wodę do nawodnień gromadzono w naturalnym zbiorniku – jeziorze Wdzydze. Była ona następnie doprowadzana Kanałem Wdy na kompleks łąk o nazwie Podlesie. Nawodnienia prowadzono przez ponad 150 lat. Wskutek poboru wody do irygacji całkowity odpływ z tego fragmentu zlewni Wdy był niższy, niż z pozostałych części. Nawodnienia prowadzone w okresie wegetacyjnym powodowały znaczne straty wody na parowanie i transpirację. Od lat 80. XX wieku, kiedy zmniejszono intensywność nawodnień, odpływ powrócił do poziomu porównywalnego do pozostałych analizowanych obszarów. Do innych skutków prowadzonych nawodnień zaliczyć można prawie całkowite ograniczenie przepływu Wdy na odcinku 6-8 km oraz samoistne pojawienie się nowych, niewielkich zbiorników wodnych w otoczeniu nawadnianych łąk i Kanału Wdy.

Słowa kluczowe: Bory Tucholskie, zlewnia Wdy, zlewnia Brdy, kanał, irygacje, odpływ.

WSTĘP

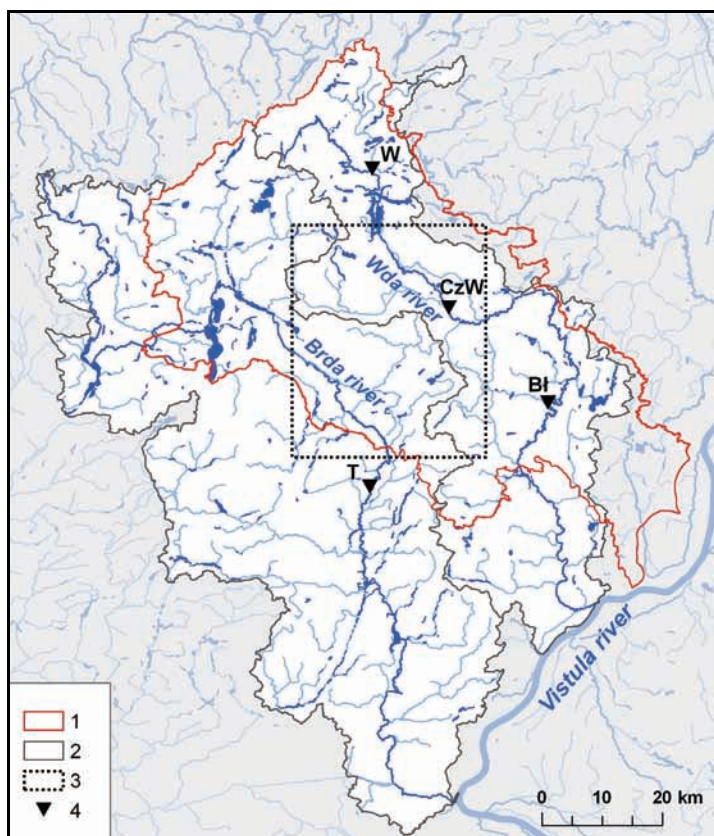
Bory Tucholskie, jeden z większych (ponad 3000 km²) kompleksów borów sosnowych w Polsce, są regionem o wyjątkowej historii przekształceń środowiska i stosunków wodnych. Badania palinologiczne dały podstawy do stwierdzenia odrębności florystycznej tego terenu i dominacji sosny przez cały okres holocenских zmian klimatycznych (Boiński, 1985; Miotk-Szpiganowicz, 1993). Jednocześnie obszar ten przez długi czas stanowił strefę graniczną pomiędzy intensywniej zasiedlanymi terenami otaczających wysoczyzn oraz doliny Wisły. Do okresu wczesnosłowiańskiego (IX wiek naszej ery) działalność człowieka na terenie Borów była mało intensywna i przedzielana okresami odnowy drzewostanów (Grabarczyk, 1992).

Potencjał gospodarczy Borów Tucholskich odkryty został po włączeniu ich w 1772 roku do zaboru pruskiego. Stały się zapleczem, z którego czerpano drewno do realizacji wielu inwestycji zarówno na byłych terenach polskich, jak też na pozo-

stałym obszarze ówczesnych Prus. Wtedy też nastąpiły największe zmiany w strukturze roślinności, związane z wprowadzeniem monokultury sosny (Boiński, 1985). Ze względu na słabo rozwiniętą infrastrukturę drogową, największe rzeki tego regionu – Brda i Wda spełniały rolę głównych arterii komunikacyjnych, pozwalających na wywóz drewna (Szwankowski, 2007). W dalszym okresie panowania pruskiego doszło do znacznych przekształceń stosunków wodnych, związanych z intensywnym, jak na ówczesne czasy wykorzystaniem rzek. Przekształcenia te w związku z nieprzerwanie trwającą leśną dominantą w krajobrazie, zapisały się w środowisku w sposób bardziej dyskretny, niż w przypadku terenów rolniczych, czy przemysłowych.

SIEĆ WODNA BORÓW TUCHOLSKICH

Głównymi rzekami Borów Tucholskich są Brda (długość 246 km, powierzchnia zlewni 4486 km²) i Wda (długość 204 km, powierzchnia zlewni 2322 km²), lewobrzeżne dopływy dolnej Wisły (rys. 1).



Rys. 1. Zlewnie Brdy i Wdy na tle granicy Borów Tucholskich:

1 – granica mezoregionu Bory Tucholskie (wg: T. Giętkowskiego, 2008), 2 – granice zlewni Brdy i Wdy (na podstawie MPHP, 2004), 3 – obszar zaprezentowany na rysunku nr 2, 4 – posterunki hydrologiczne: W – Wawrzynowo, CzW – Czarna Woda, Bł – Błędno, T – Tuchola.

Fig. 1. The Wda river and the Brda river catchments and the Bory Tucholskie region:

1 – the Bory Tucholskie region (according to T. Giętkowski, 2008), 2 – the Wda river and the Brda river catchments (on the basis of MPHP, 2004), 3 – area presented on the fig. 2, 4 – hydrometric stations: W – Wawrzynowo, CzW – Czarna Woda, Bł – Błędno, T – Tuchola.

Rzeki mają swoje źródła u podnóża moren czołowych fazy pomorskiej, następnie zgodnie z nachyleniem powierzchni sandrowych kierują się na południowy-wschód. Budowa geologiczna obydwu zlewni warunkuje znaczny udział zasilania podziemnego (Dynowska, 1971), co wraz z pozostałymi elementami środowiska przyrodniczego powoduje wyrównanie odpływu w cyklu rocznym i wieloletnim (Dynowska, 1971; Choiński, 2002; Jokiel, Tomalski, 2004; Szumińska, 2006a; Jutrowska, 2007). Strefa przypowierzchniowa zbudowana jest głównie z piasków i żwirów fluwiogłacialnych oraz rzecznych. Budowa wgłębna charakteryzuje się malejącą w kierunku południowym miąższością sandru, który przykrywa zasadniczo trzy pokłady glin morenowych, przedzielone seriami interglacialnymi (Sadurski i in., 1994). Obydwa dorzecza charakteryzują się znaczną liczbą jezior włączonych do sieci odpływu powierzchniowego (rys. 1). Stanowią one miejsce dodatkowego zasilania podziemnego z głębszych poziomów wodonośnych (Michalska, Michalski, 1980; Szumińska, 2006a) oraz warunkują wyrównanie odpływu w cyklu rocznym (Choiński, 1988). Na opóźnienie spływu wód roztopowych oraz wzrost retencji gruntowej niewątpliwie wpływ wywiera też usytuowanie dużej i zwartej powierzchni leśnej Borów Tucholskich w górnych i środkowych strefach zlewni Brdy i Wdy (Choiński, 2002).

W tabeli nr 1 zaprezentowano miary odpływu obydwu rzek. Wybrane postępowania zlokalizowane są poniżej dopływu z systemów irygacyjnych i zamykają górne fragmenty zlewni, profil Tuchola 55% powierzchni zlewni Brdy oraz profil Czarna Woda 40% powierzchni zlewni Wdy (rys. 1).

Tabela 1. Miary odpływu Brdy w Tucholi w latach 1956-1995 oraz Wdy w Czarnej Wodzie w latach 1959-1995.

Table 1. Runoff features of the Brda river in the Tuchola station for years 1956-1995 and the Wda river in the Czarna Woda station for years 1959-1995.

Miary odpływu		Brda-Tuchola ¹	Wda-Czarna Woda ²
WWQ	przepływ maksymalny (m ³ ·s ⁻¹)	42,40	17,32
SSQ	przepływ średni (m ³ ·s ⁻¹)	19,71	6,35
NNQ	przepływ minimalny (m ³ ·s ⁻¹)	9,79	2,00
WWq	maksymalny odpływ jednostkowy (dm ³ ·s ⁻¹ ·km ⁻²)	17,22	18,48
SSq	średni odpływ jednostkowy (dm ³ ·s ⁻¹ ·km ⁻²)	8,00	6,78
NNq	minimalny odpływ jednostkowy (dm ³ ·s ⁻¹ ·km ⁻²)	3,98	2,13
H	warstwa odpływu (mm)	252	214
λ ₁	współczynnik nieregularności przepływów skrajnych	4,33	8,66
λ ₂	współczynnik nieregularności średnich przepływów miesięcznych	4,18	5,27
c _v	współczynnik zmienności przepływów	0,081 ³	0,135 ³

¹ za E. Jutrowską (2007),

² obliczono na podstawie danych IMGW publikowanych w *Rocznikach hydrologicznych wód powierzchniowych z lat 1959-1983* oraz niepublikowanych danych IMGW z lat 1984-1995,

³ współczynnik zmienności przepływów za A. Choińskim (1988).

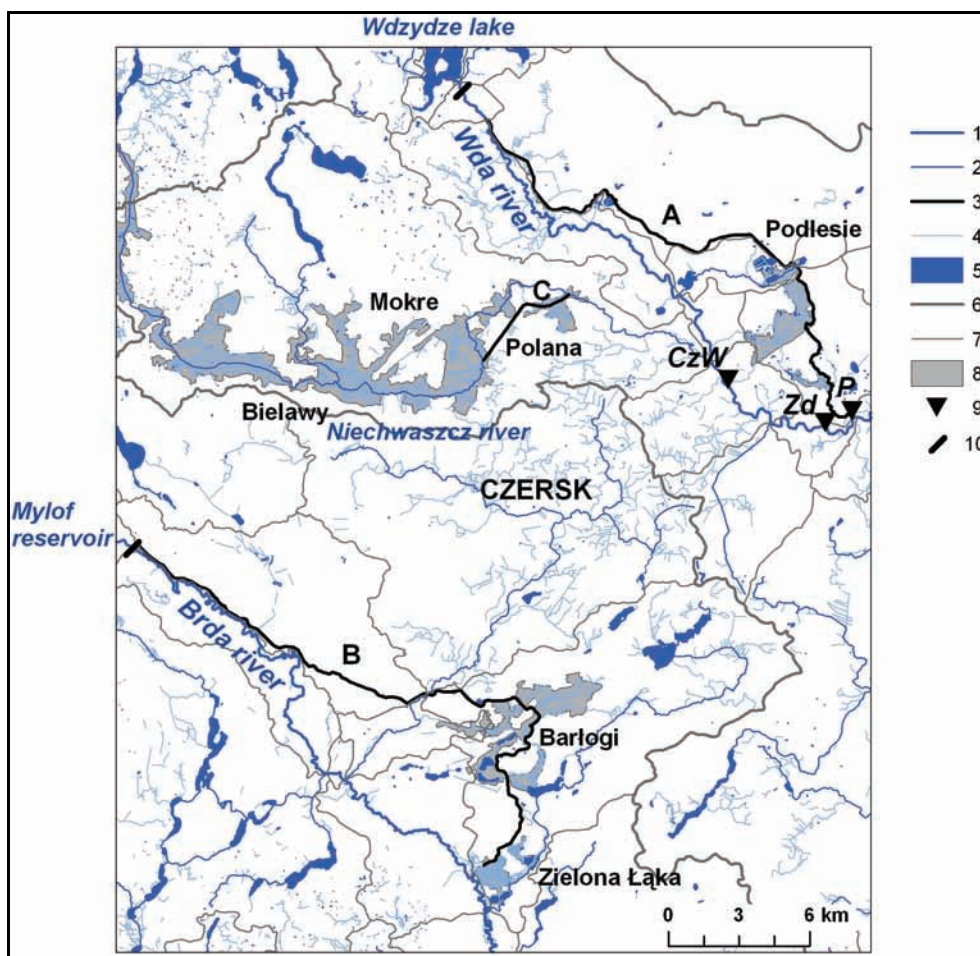
Przedstawione dane świadczą o dużej stabilności przepływów, ujawniającej się w niewielkich wartościach współczynnika nieregularności, zarówno w odniesieniu do przepływów skrajnych (λ₁), jak też przepływów średnich miesięcznych (λ₂). Zauważyć można jednocześnie, że przepływy Wdy wykazują nieznacznie większą

nieregularność, niż przepływy Brdy (tab. 1). Podobna relacja obydwu rzek widoczna jest w wartościach współczynnika zmienności c_v obliczonych dla wielolecia 1961-1974 przez A. Choińskiego (1988). W zestawieniu 134 polskich rzek (216 posterunków) Brda w Tucholi wykazuje najniższą w skali kraju zmienność przepływów ($c_v=0,081$), a Wda w Czarnej Wodzie jedną z najniższych ($c_v=0,135$). Większa nieregularność przepływów Wdy w Czarnej wodzie wynika z położenia posterunku w sąsiedztwie odpływu z pól irygacyjnych (Szumińska, 2006a). Posterunek Tuchola zlokalizowany jest dalej, bo około 15 kilometrów poniżej dopływu z nawadnianych łąk (rys. 1).

ZAKRES PRUSKICH PRAC HYDROTECHNICZNYCH I ICH WPŁYW NA STOSUNKI WODNE

Stabilne przepływy Brdy i Wdy, związane ze stałym znacznym zasilaniem podziemnym nawet w okresach suszy, spowodowały, że rzeki te stanowiły idealne obiekty do wykorzystania jako źródło wody do nawodnień rolniczych. Prowadzona w czasie zaborów intensywna gospodarka leśna była przyczyną wzrostu zatrudnienia w leśnictwie. Jednocześnie wzrosło zapotrzebowanie na produkty rolne, co zważywszy na niewielki areał przydatnych dla rolnictwa gleb na terenie Borów Tucholskich, wymagało intensyfikacji produkcji, a także zwiększenia powierzchni obszarów rolniczych. W dobie wielkich inwestycji hydrotechnicznych realizowanych przez inżynierów pruskich, zaplanowano budowę dwóch dużych kanałów nawadniających – Kanału Wdy (Czarnowodzkiego) i Wielkiego Kanału Brdy, które miały doprowadzać wodę na odlesione obszary piaszczystych teras sandrowych, położonych na południe (zlewnia Brdy) i północ (zlewnia Wdy) od miejscowości Czersk (rys. 2). Krótszy Kanał Mokranecki wybudowano w zlewni Niechwaszczy, prawobrzeżnego dopływu Wdy. Ponadto kilka kompleksów łąk założono w dolinach mniejszych cieków. Systemy nawadnianych łąk stanowiły własność Skarbu Państwa i nosiły wspólną nazwę tzw. łąk czerskich lub łąk królewskich – niem. Königswiese (Sabiniarz, 2006). Woda doprowadzana kanałami na łąki położone na wyższych poziomach terasowych gromadzona była w przypadku Brdy – w zbudowanym w tym celu sztucznym zbiorniku Myłof, natomiast w przypadku Wdy – w jeziorze Wdzydze (rys. 2). Łąki zlokalizowane w dolinie Niechwaszczy oraz w dnach innych dolin rzecznych nawadniane były wodą pochodzącą z przepływu bieżącego, regulowanego systemem zastawek.

Ze względu na korzystną lokalizację posterunków hydrologicznych, wpływ irygacji na stosunki wodne prześledzono szczegółowo na podstawie łąk założonych na północ od miejscowości Czersk i Czarna Woda, nawadnianych wodą doprowadzaną Kanałem Wdy (rys. 2). System ten został wybudowany jako pierwszy w latach 1942-1848 i spełniał rolę inwestycji pilotażowej (Sabiniarz, 2006). Jako zbiornik retencyjny wykorzystano jezioro Wdzydze. Zadecydowała o tym jego znaczna powierzchnia (1456,9 ha), intensywne zasilanie podziemne, wynikające z dużej głębokości (głęb. maks. 68 m) oraz stałe zasilanie powierzchniowe wodami przepływającej przez jezioro rzeki Wdy.



Rys. 2. Systemy irygacyjne w zlewniach Brdy i Wdy (na podstawie MPHP, 2004; uzupełnione):

1 - rzeki II rzędu (Brda i Wda), 2 - rzeki niższych rzędów, 3 - główne kanały nawadniające: A - Kanał Wdy (Czarnowodzki), B - Wielki Kanał Brdy, C - Kanał Mokranecki, 4 - sieć melioracyjna, 5 - jeziora, 6 - działki wodne II rzędu, 7 - działki wodne III rzędu, 8 - nawadniane łąki, 9 - przekroje hydrometryczne: CzW - Czarna Woda, Zd - Zimne Zdroje, P - na odpływie z łąk Podlesie, 10 - jazy piętrzące wodę dla celów nawodnieniowych.

Fig. 2. Irrigation systems in the Brda river and the Wda river catchments (on the basis of MPHP, 2004; changed):

1 - rivers of the 2nd order (the Brda river and the Wda river), 2 - rivers of lower order, 3 - main irrigation canals: A - the Wda Canal (Czarnowodzki), B - the Great Brda Canal, C - The Mokranecki Canal, 4 - drainage network, 5 - lakes, 6 - watersheds of the 2nd order, 7 - watersheds of lower order, 8 - irrigated meadows, 9 - hydrometric cross-sections: CzW - Czarna Woda, Zd - Zimne Zdroje, P - cross-section on the ditch from the Podlesie meadows, 10 - weirs built to store water for irrigation.

Kanał Wdy (Czarnowodzki) rozpoczyna się na południowym brzegu Jeziora Wdzydze, w miejscu wypływu Wdy i przez 2,32 km biegnie jej korytem. Następnie oddziela się od rzeki i przebiega po powierzchni terasy sandrowej, położonej

kilka metrów powyżej dna doliny (różnica wysokości zwierciadła wody pomiędzy Wdą, a kanałem osiąga maksymalnie 7 m). Kompleks nawadnianych łąk położony jest na północ od miejscowości Czarna Woda. Odpływ z łąk odbywa się do rzeki Wdy. Ze względu na płytkie zaleganie utworów trudno przepuszczalnych (ił na głębokości 4-6 m) część wody odpływa w kierunku rzeki Wdy podpowierzchniowo (około 30%). Pozostała część odprowadzana jest rowami oraz naturalnymi ciekami.

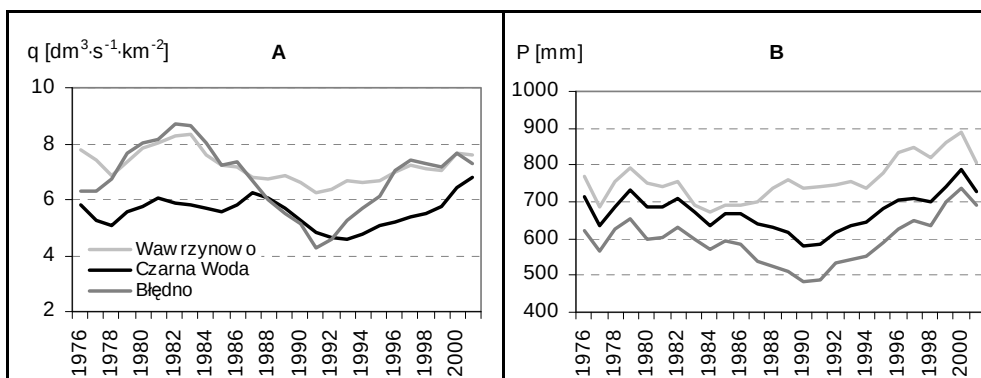
Sposób wykorzystania wód w obrębie systemu irygacyjnego ulegał zmianom w trakcie ponad 150-letniego okresu użytkowania. Do połowy XX wieku, czyli przez około 100 lat, w okresie nawodnień (kwiecień-sierpień) kierowano do kanału prawie całą wodę z Wdy. Rzeka na odcinku około 6-8 kilometrów miała w związku z tym sztucznie zmniejszony przepływ, właściwie przypominała niewielki rów widoczny na archiwalnych fotografiach z lat 30. XX wieku (Szumińska, 2006a). Wprowadzanie do kanału większej części przepływu rzeki Wdy spowodowało znaczne zmiany na wyższych poziomach terasowych. Polegały one na pojawieniu się zbiorników wodnych w suchych wcześniej zagłębieniach, zlokalizowanych w otoczeniu Kanału Wdy i nawadnianych łąk. Jako przyczynę tego zjawiska należy upatrywać zwiększenie odpływu podpowierzchniowego o wody spływające z nawadnianych obszarów, prześiąki wody z kanału oraz zahamowanie odpływu podziemnego od wyższego poziomu sandrowego położonego na północy i północnym-wschodzie (Szumińska, 2006b).

Retencja wody w okresie zimowym i wprowadzanie jej ponownie do wcześniejszej fazy obiegu w sezonie wegetacyjnym poprzez zraszanie łąk, były przyczyną zwiększenia strat na parowanie i transpirację. Wymiernym efektem zmiany stosunków wodnych w obrębie nawadnianych obszarów było przekształcenie pierwotnie silnie kwaśnych gleb bielcowych o odczynie 3,5-4 w gleby darniowo-bielcowe o odczynie 5,5-6 oraz wytworzenie się 5-10 cm poziomu darniowego (Cieśliński, 1972). Cytowany autor wskazuje jednocześnie na dużą prędkość wsiąkania i małą pojemność wodną gleb, na których założono łąki, co powodowało konieczność bardzo intensywnego nawadniania dla utrzymania roślinności łąkowej.

Od lat 60. XX wieku łąki znalazły wykorzystanie jako rolnicza oczyszczalnia ścieków Zakładów Płyt Piłśniowych w Czarnej Wodzie, a ich pierwotny areał wynoszący 506 ha zmniejszono o ponad 100 ha. Na przełomie lat 80. i 90. tego wieku ograniczono wielkość produkcji zakładu, a co za tym idzie, intensywność nawodnień. W konsekwencji od połowy XX wieku systematycznie malała objętość wody wprowadzanej do Kanału Wdy i dostarczanej na łąki, a wzrastały przepływy we właściwym korycie Wdy.

Analiza odpływów jednostkowych obliczonych dla zlewni różnicowych (tylko taki sposób obliczeń pozwala na oddzielenie od siebie procesów zachodzących w poszczególnych fragmentach zlewni) wykazała wpływ intensywnych nawodnień łąk wodą z Wdy na zmniejszenie całkowitej objętości odpływu tej rzeki. Porównano odpływy jednostkowe w okresie 1974-2003 z trzech zlewni różnicowych: Wawrzynowo (górna część zlewni Wdy), Czarna Woda (pomiędzy posterunkami Wawrzynowo i Czarna Woda) i Błędno (pomiędzy posterunkami Czarna Woda i Błędno) (rys. 1). W pierwszej części analizowanego wielolecia odpływ ze zlewni różnicowej Czarna

Woda był niższy, niż ze zlewni Wawrzynowo i Błędno (rys. 3A). Pod koniec lat 80. XX wieku, kiedy ograniczono intensywność nawodnień i większa część przepływu powróciła do właściwego koryta Wdy, odpływy jednostkowe ze zlewni różnicowej Czarna Woda powróciły do poziomu porównywalnego do pozostałych zlewni. Analiza opadów dla tych obszarów nie wykazała klimatycznego uzasadnienia takich zmian w odpływie (rys. 3B).



Rys. 3. Krzywe wygładzone (okresy pięcioletnie) rocznych odpływów jednostkowych (A) i rocznych sum opadów atmosferycznych (B) w zlewniach różnicowych w wieloleciu 1974-2003 (opracowano na podstawie danych IMGW); data stanowi środkowy rok okresu; lokalizacja posterunków na rysunku nr 1.

Fig. 3. Moving average curves (five years periods) of annual unit runoffs (A) and annual rainfalls (B) in partial catchments for years 1974-2003 (made on the basis of IMGW data); the date makes the medial year of the period; stations location see on the fig. 1.

O intensywnym przekształceniu stosunków wodnych w czasie pełnego wykorzystania systemu irygacyjnego świadczą zestawione w tabeli 2 archiwalne przepływy Wdy zmierzone w profilach Zimne Źdroje i Błędno oraz przepływ w rowie odprowadzającym wodę z kompleksu łąk Podlesie. Dla wyraźnego zobrazowania różnic w odpływie wartości te wyrażono także w postaci odpływów jednostkowych ze zlewni różnicowych. Zlewnia Zimne Źdroje reprezentuje w tym przypadku całą górną część zlewni Wdy (853 km²), zlewnia Błędno – obszar pomiędzy profilami Zimne Źdroje i Błędno (533 km²), a trzeci fragment to zlewnia własna odpływu (rowu) z łąk Podlesie o powierzchni 9,6 km² (lokalizacja posterunków na rysunkach nr 1 i 2). Znaczna objętość wody odpływająca rowem w miesiącach czerwiec-sierpień (około 100 dm³·s⁻¹ km⁻²) związana była z prowadzonymi w tym czasie nawodnieniami. Należy pamiętać, że znaczny odpływ z łąk stanowi tylko część wody wyprowadzanej z jeziora Wdzydze i koryta Wdy. Pozostała jej część podlegała procesowi ewapotranspiracji na łąkach, wchodziła w skład odpływu podziemnego oraz zasilala liczne zagłębienia w powierzchni teras sandrowych, znajdujące się na drodze odpływu wód podziemnych.

WNIOSKI I DISKUSJA

Gospodarkę łąkarską funkcjonującą na terenie Borów Tucholskich od pierwszej połowy XIX wieku, ze względu na wielkość nakładów oraz sposób użytkowania łąk, można uznać za jedną z nowocześniejszych form rolnictwa w tych czasach na obecnych terenach polskich. Bez wątpliwości pozostaje fakt, że irygacje spowodowały znaczne przekształcenia stosunków wodnych zarówno dolin rzek, z których pobierano wodę, obszarów nawadnianych, jak też ich otoczenia. Do wymiernych efektów prowadzonych nawodnień można zaliczyć:

- zmiany morfologii i procesów fluwialnych w korytach rzek, z których pobierano wodę do nawodnień oraz zmniejszenie całkowitej ilości odpływającej nimi wody;
- przekształcenia warunków wodnych i zmiany morfologii gleb w obrębie nawadnianych terenów (szczególnie w obrębie suchych wcześniej teras sandrowych);
- wzrost wilgotności obszarów otaczających nawadniane łąki oraz kanały doprowadzające wodę.

Powyższe wnioski zostały sformułowane na podstawie wyników uzyskanych dla kompleksu łąk Podlesie w zlewni Wdy. Można jednak odnieść je także do łąk w zlewni Brdy, które zlokalizowane były na obszarze o podobnych warunkach geologicznych i glebowych (kompleksy Barłogi i Zielona Łąka na rysunku nr 2). Różnica w sposobie użytkowania wynika w tym przypadku z wcześniejszego ograniczenia nawodnień (w dolinie Wdy intensywne użytkowanie łąk do lat 80. XX wieku związane było z funkcjonowaniem rolniczej oczyszczalni ścieków). W trakcie badań terenowych w sezonie letnim 2008 roku stwierdzono, że większość dawnych łąk założonych na suchych terasach sandrowych w dolinie Brdy przekształciła się, po zaprzestaniu nawodnień, w suche murawy kserotermiczne.

W niniejszej pracy nie analizowano zmian stosunków wodnych pod wpływem prac hydrotechnicznych przeprowadzonych w dnach dolin o pierwotnie bagiennym charakterze (na przykład w dolinie Niechwaszczy). Z pewnością przekształcenia stosunków wodnych na tych obszarach miały inny charakter. Niewielka liczba posterunków hydrologicznych, dysponujących długimi seriami pomiarowymi, uniemożliwia jednak przeprowadzenie pełnych analiz hydrologicznych w różnych wariantach pruskich systemów hydrotechnicznych. Jednocześnie problem rozpoznania skutków ograniczenia nawodnień wydaje się być dla tego regionu bardzo istotny. Nie tylko bowiem fakt intensywnego wykorzystania wód, ale także jego zaniechania może powodować znaczne przekształcenia środowiska, które przez ponad 150 lat dostosowywało się do zmienionych warunków.

SUMMARY

THE INFLUENCE OF THE NINETEENTH CENTURY IRRIGATION SYSTEMS ON WATER CONDITIONS IN SOME PARTS OF THE BORY TUCHOLSKIE REGION

This study aims to define changes of water conditions in the Bory Tucholskie region (fig. 1) as the result of irrigation systems built in the middle of the XIX century. Three irrigation canals were built to supply meadows with water: the Great Brda Canal, the Wda Canal and the Mokranecki Canal (fig. 2). New meadows were located on dry outwash plain terraces and water for spreading was received from rivers. Natural conditions of this region caused rivers runoff stable (tab. 1) and useful for irrigation purposes. The effects of using these systems were particularly studied in the Wda river catchment. Water for irrigation have been stored in the Wdzydze lake and provided to Podlesie meadows by the Wda Canal (fig. 2) for the last 150 years. The unit runoff in this part of the Wda river catchment was lower than the runoff in other parts until 80. of the XX century (fig. 3), because of intensive irrigation. The water was spread on meadows in the vegetation period and as the effect evaporation as well as transpiration were increasing. The unit runoff increased since 80. of the XX century (fig. 3), when irrigations were limited. Other results of irrigations were extreme reduction of the Wda river discharges in 6-8 km length and appearance of some new, small lakes in the vicinity of the Wda Canal.

LITERATURA

- BOIŃSKI M., 1992: *Osobliwości szaty roślinnej Borów Tucholskich (Przewodnik)*. Towarzystwo Miłośników Borów Tucholskich, Toruń. 83 s.
- CIEŚLIŃSKI Z., 1972: *Stosunki wodne oraz potrzeby nawozowe gleb piaszczystych w warunkach nawodnień na przykładzie łąk czerskich*. BTN, Prace Wydz. Nauk Przyr., ser. B, 12, Bydgoszcz. s. 151-177.
- CHOIŃSKI A., 1988: *Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich*. Seria Geogr., 39, UAM, Poznań. 99 s.
- CHOIŃSKI A., 2002: *Rzeki Borów Tucholskich*. [w:] Banaszak J., Tobolski K., (red.): *Park Narodowy Bory Tucholskie na tle projektowanego rezerwatu biosfery*. Wyd. Homini, Kraków. s. 139-150.
- DYNOWSKA I., 1971: *Typy reżimów rzecznych w Polsce*. Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., z. 28, Prace Inst. Geogr., z. 50, Wyd. UJ, Kraków. 155 s.
- GIĘTKOWSKI T., 2008: *Problemy wyznaczania granicy regionu na przykładzie Borów Tucholskich*. Probl. Ekol. Kraj., t. XX. s. 209-217.
- GRABARCZYK T., 1992: *Rozwój osadnictwa pradziejowego w Borach Tucholskich od schyłkowego paleolitu do III w n.e.* Acta Univ. Lodz., Łódź.
- JOKIEL P., TOMALSKI P., 2004: *Odprawy maksymalne w rzekach Polski*. Czasop. Geogr., 75, z. 1-2, PTG, Wrocław. Druk. Nauk., Wrocław. s. 83-97.
- JUTROWSKA E., 2007: *Antropogeniczne zmiany warunków hydrologicznych w dorzeczu Brdy*. Bibl. Monit. Środow., Inspekcja Ochrony Środowiska, WIOŚ, Bydgoszcz. 128 s.
- MIOTK-SZPIGANOWICZ G., 1993: *Odrębność florystyczna Borów Tucholskich w holocenie w świetle badań palinologicznych*. [w:] Rejewski M., Nienartowicz A., Boiński M., (red.): *Bory Tucholskie. Walory przyrodnicze – Problemy Ochrony – Przyszłość*. III Konf. Nauk. „Kompleksowa ochrona przyrody regionu – rezerwat biosfery Bory Tucholskie”, UMK, Toruń. s. 51-56.

- MPHP, *Mapa Podziału Hydrograficznego Polski*, 2004. Udostępniona przez Biuro Gospodarki Wodnej w Warszawie.
- MICHALSKA M., MICHALSKI T., 1980: *Warunki hydrogeologiczne piętrzenia wód na Pojezierzu Pomorskim*. [w:] *Stosunki wodne w zlewniach rzek Przymorza i dorzecza Dolnej Wisły ze szczególnym uwzględnieniem gospodarki wodnej jezior*. Mat. Sesji Nauk.-Techn., część 1, Słupsk. s. 178-194.
- Roczniki hydrologiczne wód powierzchniowych, 1959-1983. Dorzecze Wisły i rzeki Przymorza na wschód od Wisły*. IMGW, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- SABINIARZ A., 2006: *Łąki Czerskie w aspekcie historycznym*. Łąkarstwo w Polsce, 9, Polskie Towarzystwo Łąkarskie, Poznań. s. 181-194.
- SADURSKI A., CHURSKI Z., POMIANOWSKA H., MARSZELEWSKI W., ZATORSKA-SADURSKA J., WYSOTA W., BRANDYK A., JUTROWSKA E., PIETRUSZEWSKA L., KARWOWSKI J., KOZŁOWSKI S., 1994: *Identyfikacja głównych problemów w zlewniach: Brdy, Wdy i Wierzycy wraz z przyrzeczem Wisły*. UMK Toruń, (maszynopis). 141 s.
- SZWANKOWSKI J., 2007: *Wykorzystanie wód Brdy i jej dorzecza w gospodarce pruskiej*. [w:] Jastrzębski W., Woźny J., (red.): *Dziedzictwo kulturowe i przyrodnicze Brdy i jej dorzecza*. Logo, Bydgoszcz-Tuchola. s. 42-56.
- SZUMIŃSKA D., 2006a: *Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania przebiegu wybranych procesów hydrologicznych w zlewni Wdy*. Instytut Geografii UKW, Bydgoszcz (maszynopis rozprawy doktorskiej). 243 s.
- SZUMIŃSKA D., 2006b: *Zmiany zasięgu zbiorników wodnych w sąsiedztwie Kanatu Wdy w XIX i XX wieku*. Ogólnopolski Zjazd Geografów i 55 Zjazd PTG. Dokum. Geogr., 32, IGiPZ PAN, Warszawa. s. 271-277.
- Wyniki pomiarów przepływu w lewobrzeżnej części dorzecza Wisły 1895-1939*. 1948. Prace PIHM, Minist. Komunik., Warszawa.

Dr Danuta Szumińska

dszum@ukw.edu.pl
Uniwersytet Kazimierza Wielkiego
ul. Mińska 15
85-428 Bydgoszcz

WAHANIA POZIOMU BAJKAŁU A PROCES ZABAGNIANIA JEGO WYBRZEŻY (NA PRZYKŁADZIE PRZESMYKU CZIWYRKUJSKIEGO - MIAGKAJA KARGA - I JEGO OKOLIC)

Jurij B. TRZCINSKIJ¹, Elena A. KOZYRIEWA¹, Tadeusz SZCZYPEK²

¹ Instytut Skorupy Ziemskiej SO RAN, Irkuck, Rosja

² Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Abstrakt: Przesmyk Cziwyrkuijski (*Miagkaja Karga*) łączy współcześnie Płw. Swiatoj Nos z wschodnim wybrzeżem Bajkału. Stanowi równinę zbudowaną z osadów czwartorzędowych: glacialnych i fluwio-glacialnych (jeziornych i rzecznych), aluwialno-proluwialnych, aluwialnych, jeziornych, jeziorno-bagiennych, deluwialnych i eolicznych. Jest obszarem o najintensywniejszym rozwoju wałów brzegowych nad Bajkałem. Budowa elektrowni wodnej w Irkucku w latach 1956–1959 spowodowała podniesienie się poziomu wody w Bajkale o 1,2 m. Spowodowało to wiele znaczących negatywnych zjawisk, które są bardzo wyraźnie widoczne na omawianym przesmyku. Są to zjawiska następujące: 1) rozmywanie wałów brzegowych z jednoczesną aktywizacją procesów eolicznych, 2) uwilgotnienie powierzchni przesmyku i jego intensywne zabagnienie, 3) przy wysokich stanach wody w Bajkale – stagnowanie wody na przesmyku, 4) zamiana półwyspu na wyspę na jeziorze Arangatuj, 5) degradacja roślinności leśnej, 6) zmniejszenie się populacji ptaków.

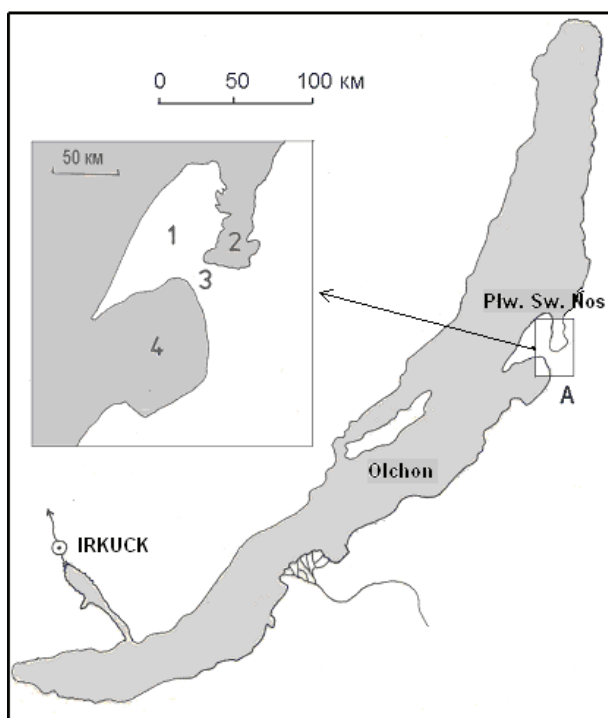
Słowa kluczowe: Bajkał, przesmyk Cziwyrkuijski, wahania poziomu wody w Bajkale.

WSTĘP

Bajkał, najstarsze jezioro świata, przez wiele milionów lat funkcjonował w reżimie naturalnym, co oznacza, że wahania jego poziomu wody były uzależnione od czynników przyrodniczych. Od ponad 50 lat wahania te mają – co najmniej częściowo – charakter antropogeniczny, a czynnik ludzki spowodował znaczne ogólne podniesienie się poziomu wody w tym zbiorniku. Spowodowało ono intensyfikację wielu niekorzystnych zjawisk fizycznogeograficznych, do których należy też zaliczyć proces tworzenia się bagien. Celem niniejszej pracy jest próba wykazania wpływu zmian poziomu wody w tym jeziorze na proces zabagniania jego wybrzeży na wybranym przykładzie. W związku z tym przeanalizowano dostępne materiały archiwalne, różnowiekowe mapy topograficzne w podziałce 1:100 000 i 1:200 000, zdjęcia lotnicze z lat 1950. i 1960., wykorzystano literaturę przedmiotu oraz wyniki własnych obserwacji terenowych.

LOKALIZACJA I CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Analizowany obszar jest położony na północno-wschodnim wybrzeżu Bajkału. Stanowi go stosunkowo wąski przesmyk lądowy, położony między Zatoką Barguzińską i Zatoką Cziwyrkujską (rys. 1). Ta zabagniona forma nizinna (rys. 2), nazywana przesmykiem Cziwyrkujskim, czasem przesmykiem *Swiatoj Nos*, a lokalnie *Miagkaja Karga*, łączy Płw. *Swiatoj Nos* ze wschodnim brzegiem jeziora. Przesmyk ten jest zbudowany z warstw luźnych utworów czwartorzędowych o miąższości sięgającej 500 m (otoczaki, piasek, utwory pylaste, ily, torfy), które należą do różnych typów genetycznych: lodowcowych i wodno-lodowcowych (jeziornych i rzecznych), aluwialno-proluwialnych, aluwialnych, jeziornych, jeziorno-bagiennych, deluwialnych i eolicznych (Gieologiczeskaja karta SSSR, 1965; Dmitrijew, 1968).



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań (A):

1 - Płw. Swiatoj Nos, 2 - Zatoka Cziwyrkujka, 3 - przesmyk Cziwyrkujski, 4 - Zatoka Barguzińska.

Fig. 1. Location of investigated area (A):

1 - Svyatoy Nos Peninsula, 2 - Chivyrkuy Bay, 3 - Chivyrkuy isthmus, 4 - Barguzin Bay.

W okresie przedczwartorzędowym górzysty Swiatoj Nos był wyspą (Wierieszczagin, 1918) oddzieloną od wschodniego brzegu cieśniną Cziwyrkujsko-Barguzińską. W czwartorzędzie miało miejsce zasypywanie tej cieśniny przez osady przynoszone głównie przez rzekę Barguzin, ponieważ wyspa ta stanowiła przeszkodę

w ich odprowadzaniu do otwartego jeziora. Obecnie wschodnie wybrzeże Bajkału cechuje się niewielkim nachyleniem podwodnego zbocza: średnio 7-10°. Zbocze to naprzeciw ujścia Barguzina (do Zatoki Barguzińskiej) i *Bolszogo Cziwyrkuj* (do Zatoki Cziwyrkuijskiej – rys. 2) jest przykryte warstwą luźnych osadów. Według danych E. K. Grecziszczewa i A. W. Piniegina (*Inżynierska geologia...*, 1968), współczesna dostawa stałych osadów Barguzina wynosi 180 tys. ton/rok, natomiast w ciepłych i wilgotnych okresach interglacialnych mogła być jeszcze większa.



Rys. 2. Sytuacja topograficzna przesmyku Cziwyrkuijskiego:

1 – stoki górskie, 2 – obszary zabagnione, 3 – niezabagnione obszary nizinne, 4 – wały piaszczyste, 5 – powierzchnie wodne.

Fig. 2. Topographic situation of Chivyrkuy Isthmus:

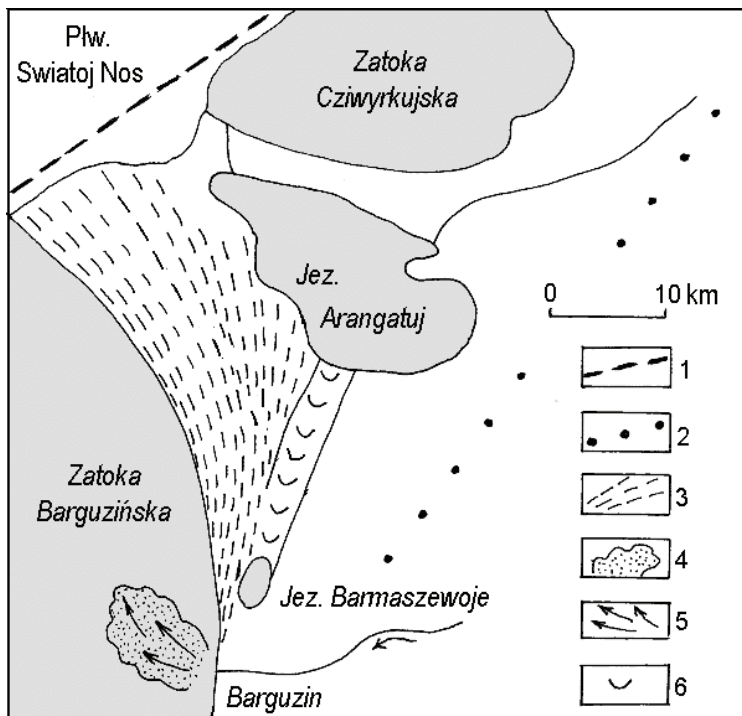
1 – mountain slopes, 2 – marshy areas, 3 – unmarshy lowland areas, 4 – sandy embankments, 5 – water surfaces.

Miagkaja Karga to najbardziej rozległy obszar występowania wałów brzegowych na Bajkale (Rogozin, 1993). Wały te układają się wachlarzowato (fot. 1, rys. 3), a ich liczba jest szacowana od ponad 100 (Gałazij, 1967) do 250–270 (Dmitrijew, 1968). Wysokość tych wałów nie przekracza 1–1,5 m, a średnia odległość między nimi w pobliżu ujścia Barguzina wynosi około 20 m, zaś w sąsiedztwie Płw. *Swiatoj Nos* zwiększa się do 50 m (Dmitrijew, 1968). W początkowym etapie wały te tworzyły się od strony Zatoki Barguzińskiej, dołączywszy do niewielkiego wału, powstałego od strony Zatoki Cziwyrkuijskiej przy południowo-wschodnim stoku Płw. *Swiatoj Nos*. Według W. W. Łamakina (1968) „osady są tu ubijane przez fale pędzone przez wiatry południowo-zachodnie, tzw. kultuki, które cechują się wielką siłą i dużą częstością występowania. Materiał piaszczysty, w dużych ilościach przynoszony przez rzekę Barguzin, jest przechwytywany na brzegu jeziora przez fale, które przenoszą go na północ, gdzie nadbudowują przesmyk”. Podobne poglądy wypowiada G. L. Dmitrijew (1968). Według tego autora każdy wał powstawał w czasie sztormu w wyniku wyrzucania na brzeg przez potężne fale piasku i otoczków. Wzdłuż brzegu Zatoki Barguzińskiej płynie prąd, przenoszący stałe osady, dzięki którym akumulacji linia brzegowa stopniowo przemieszcza się w kierunku zatoki. W sumie więc poszczególne różnowiekowe wały brzegowe są oddzielone od siebie obniżeniami, które odpowiadają okresom spokojniejszej akumulacji materiału w strefie przybrzeżnej.



Fot. 1. Przesmyk Cziwyrkuijski, Płw. *Swiatoj Nos* i przyległe zatoki – obraz satelitarny (www.geol.irk.ru)

Photo 1. Chivyrkuy Isthmus, Svvyatoi Nos Peninsula and neighbouring bays – satellite image (www.geol.irk.ru)



Rys. 3. Szkic geomorfologiczny przesmyku Cziwyrkujskiego (wg G.L. Dmitrijewa, 1968):

1 - linia południowo-wschodniego brzegu wyspy paleo-Swiatój Nos, 2 - linia wschodniego brzegu paleo-Bajkału, 3 - kierunki przebiegu starych wałów brzegowych, 4 - obszary współczesnej podwodnej akumulacji piasków - podwodne mielizny, 5 - kierunki przemieszczania się strug wody przy ujściu rzeki Barguzin, 6 - strefa rozwoju kriogenicznych form rzeźby.

Fig. 3. Geomorphological sketch of Chivyrkuy Isthmus (after Dmitrijew, 1968):

1 - line of the south-eastern shore of island of palaeo-Svyatoi Nos, 2 - line of the eastern shore of palaeo-Baikal, 3 - directions of course of old shore embankments, 4 - areas of contemporary underwater sand accumulation - underwater shallows, 5 - directions of transformations of water streams at the mouth of the Barguzin river, 6 - zone of development of cryogenic relief landforms.

Ważną rolę w kształtowaniu rzeźby powierzchni przesmyka odegrało ostatnie zlodowacenie - sartańskie. Jezioro Arangatuj (rys. 2, fot. 2), Barmaszewoje (fot. 3, rys. 2) i pas okrągłych jezior zawdzięczają swe pochodzenie procesom kriogenicznym z końca okresu lodowcowego (G. Ju. Wierieszczagin, 1918, uważał, że wszystkie zbiorniki wodne na przesmyku Cziwyrkujskim są prostą pozostałością po dawnej cieśninie Barguzińsko-Cziwyrkujskiej). Laguna termokrasowa powstała najprawdopodobniej na początku holocenu, kiedy na miejscu współczesnych jezior istniały hydrolakkolity. Na podstawie analizy położenia i wysokości wałów na zdjęciach lotniczych i obrazach satelitarnych A. A. Rogozin (1993) stwierdził, że miała miejsce zmiana poziomu paleo-Bajkału wskutek obniżenia się powierzchni lądu. W trakcie obniżania się fragmentu przesmyku, w podwodnej jego części pojawiły się źródła termalne, co przyczyniło się do degradacji zmarzliny.



Fot. 2. Jezioro Arangatuj (phot. by A. B. Imietchienow).

Photo 2. Arangatuy Lake (phot. by A. B. Imetkhenov).

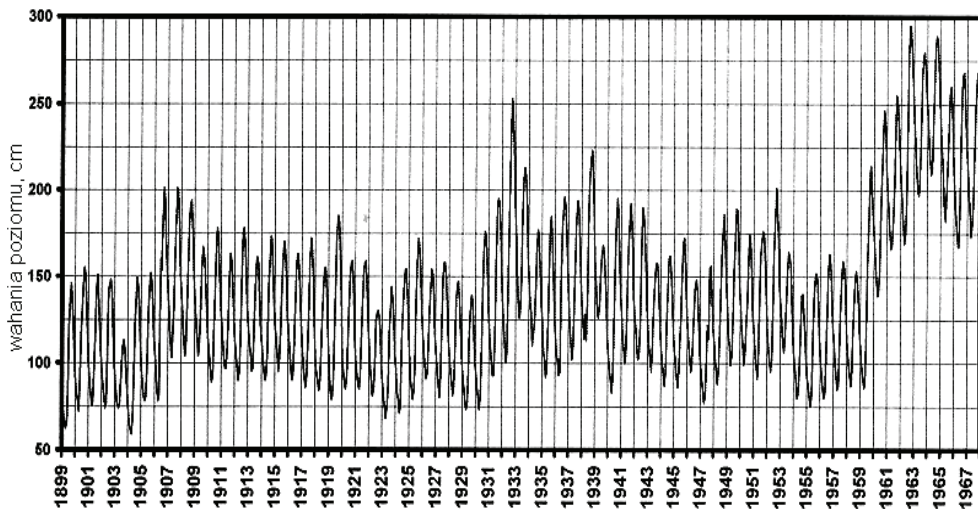


Fot. 3. Wschodni fragment jez. Barmaszewoje (fot. W.A. Snytko).

Photo 3. Eastern part of Barmashevoe Lake (phot. by V.A. Snytko).

WAHANIA POZIOMU WODY W BAJKALE

Przed powstaniem Irkuckiej Elektrowni Wodnej, naturalny poziom wody w Bajkale w okresie od wiosny do jesieni podnosił się, a od późnej jesieni do wiosny – obniżał się. W ciągu 60-letniego okresu (1899-1958) szczegółowych obserwacji minimalny poziom wody w jeziorze w 98% przypadków przypadał na kwiecień, natomiast maksymalna intensywność obniżania się tego poziomu – na grudzień. W okresie naturalnego reżimu najwyższy poziom (456,8 m n.p.m.) Bajkału był obserwowany w 1932 roku, najniższy natomiast (454,83 m n.p.m.) – w 1904 roku (rys. 4).

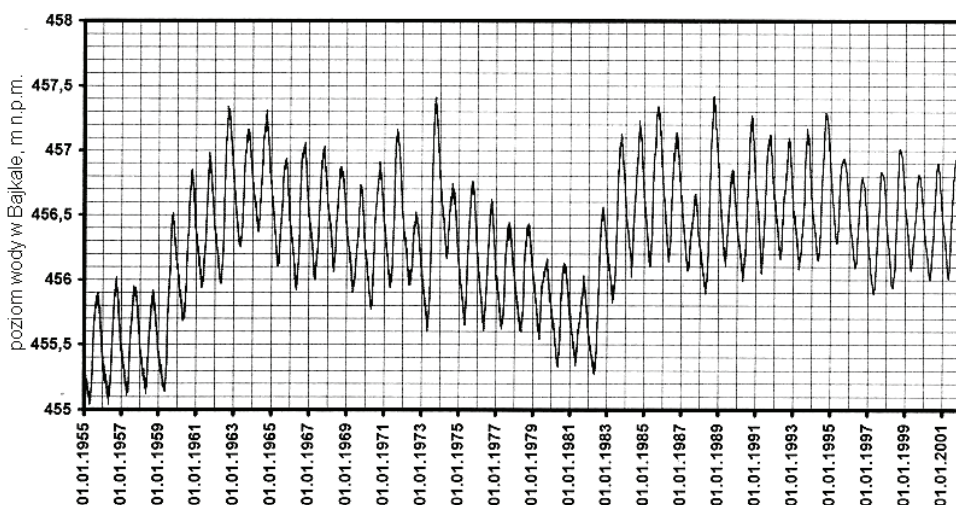


Rys. 4. Wahania poziomu wody w Bajkale w okresie 1899-1967.

Fig. 4. Fluctuations of water level in Lake Baikal in the period 1899-1967.

Utworzenie elektrowni wodnej w Irkucku na Angarze w latach 1956-1959 spowodowało podniesienie się poziomu Bajkału o 1,2 m. Pociągnęło to za sobą istotne negatywne skutki, m. in. aktywizację wielu egzogenicznych procesów geomorfologicznych (Wika i in., 2006). Amplituda rocznych wahań poziomu wody w jeziorze zmniejszyła się, ale w przekroju wieloletnim – zwiększyła. W latach 1962-1963, 1973-1974, 1988-1989 poziom wody w Bajkale osiągał najwyższe w ciągu ostatnich 200 lat wartości (rys. 5).

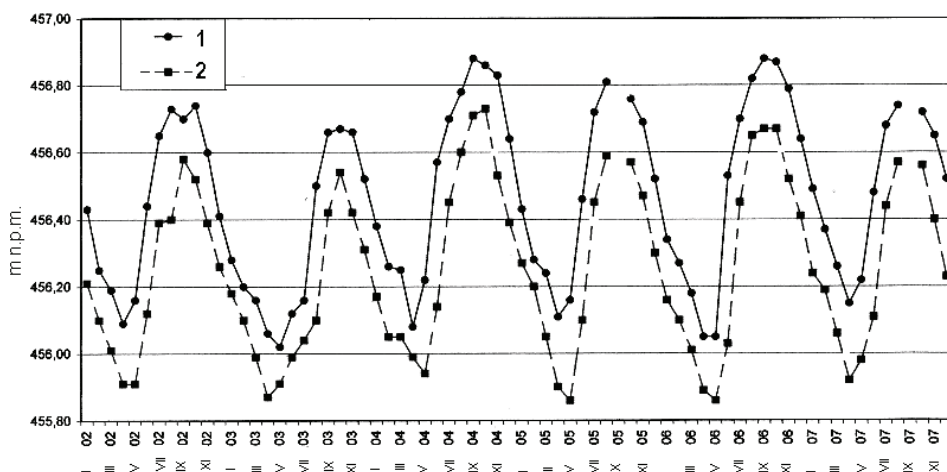
Czasowe obniżanie się poziomu, szczególnie w latach 1971-1972 i 1975-1982, znacznie hamowało intensywną abrazję brzegów. Trzeba jednak podkreślić, że wszystkie procesy brzegowe rytmicznie aktywizują się w okresach kolejnego podwyższenia poziomu wody, osiągając maksymalne wartości przy poziomach przekraczających NPP Zbiornika Irkuckiego o 0,2-0,3 m, zwłaszcza jesienią i w czasie sztormów. Normalny poziom piętrzenia NPP Zbiornika Irkuckiego zgodnie z normami eksploatacji z roku 1964 wynosi 456,59 m n.p.m.



Rys. 5. Wahania poziomu wody w Bajkale w okresie 1955-2001.

Fig. 4. Fluctuations of water level in Lake Baikal in the period 1955-2001.

W marcu 2001 roku, zgodnie z Decyzją Rządu Federacji Rosyjskiej określono graniczne wartości poziomu wody w Bajkale, uwzględniające działalność gospodarczą i inną: maksymalna może wynosić 457 m n.p.m., minimalna natomiast – 456 m n.p.m. (w pacyficznym systemie wysokości). Zatem zmiana poziomu wody w jeziorze nie może być większa niż 1 m (rys. 6). Jak pokazała rzeczywistość, przestrzeganie tej Decyzji spowodowało określoną stabilizację abrazji.



Rys. 6. Wahania poziomu wody w Bajkale w okresie 2002-2007 (wg Irk. CGMS):

1 – wartości maksymalne, 2 – wartości minimalne.

Fig. 6. Fluctuation of water level in Lake Baikal in the period 2002-2007 (after Irk. CGMS):

1 – maximum values, 2 – minimum values.

EFEKTY ZMIAN WARUNKÓW HYDROLOGICZNYCH NA PRZESMYKU *MIAGKAJA KARGA*

Podniesienie się poziomu wody w Bajkale w związku z powstaniem zapory w Irkucku spowodowało uwilgotnienie powierzchni przesmyku *Miagkaja Karga* (Cziwyrkujskiego). Rozmywane są przez fale Zatoki Barguzińskiej przybrzeżne wały piaszczyste (Agafonow, 1975), które oprócz tego podlegają obecnie intensywnemu modelowaniu przez procesy eoliczne (Wika i in., 2002), podobnie jak wcześniej – wały położone dzisiaj już w pewnej odległości od linii brzegowej. O ile obszar bezpośrednio przyległy do linii brzegowej jest piaszczysty i w miarę suchy (fot. 4), a obniżenia pomiędzy poszczególnymi wałami zawsze były podtapiane (dzisiaj bardzo często stagnuje w nich woda; fot. 5), to większość powierzchni analizowanego przesmyku uległa intensywnemu zabagnianiu, a przy wyższym poziomie wody w Bajkale – woda tutaj stagnuje (fot. 6) i jest jej tyle, że – jak pisze G. L. Dmitrijew (1968) – można swobodnie przepłynąć łódką z jez. Arangatuj do jez. *Barmaszewoje* (por. rys. 2). Zabagnianiu tego obszaru sprzyja ponadto występowanie zmarzliny o miąższości do 30 m o temperaturze od $-0,2^{\circ}\text{C}$ do $-0,5^{\circ}\text{C}$ (Inżynierska geologia..., 1968). Nowa sytuacja hydrologiczna spowodowała, że cały przesmyk aż do Zatoki Barguzińskiej stanowi bagienną nizinę, w której granicach jesienią obserwuje się podnoszenie poziomu wody i – co za tym idzie – cykliczne zatapianie i podtapianie. Zabagnione obszary leżą na wysokości np. 455,3 m n.p.m. w sąsiedztwie jez. *Swietłoje*, 456,6 m n.p.m. – koło koryta rz. Bartuj i 455,9 m n.p.m. – na brzegu jez. *Małyj Arangatuj*.

Nizinne przestrzenie przesmyku od strony Zatoki Cziwyrkujskiej i przy ujściu rzek Barguzin do Zatoki Barguzińskiej oraz *Małyj Cziwyrkuj* do jez. Arangatuj przekształciły się w *splywiny* (powierzchnie z zatopioną roślinnością, praktycznie nie do przejścia), gdzie obniżenia terenowe wypełnione wodą sięgają obecnie – w okresie funkcjonowania Zbiornika Irkuckiego – 0,9 m głębokości. Pojawiły się nowe koryta, zatoczki. Las iglasty zarówno na wałach przybrzeżnych, jak i na terenach zabagnionych uległ zupełnej degradacji. Zatopione są też rozległe obszary łąk. Na zdjęciach lotniczych i obrazach satelitarnych widoczne są strefy ze zwiększoną wilgotnością (por. fot. 1), obszary zabagnione, a wcześniejsze takie tereny stały się częściami jezior. Po zbudowaniu tamy w Irkucku w obrębie jez. Arangatuj znikła wyspa *Czajaczij* (rys. 2 i 7, fot. 1), na której gnieździła się wielka kolonia mew szarych. Zginęły szeroko znane lasy brzozowe na „*Bolszoi Kargie*” i na „*Czeremszankie*”, gdzie z kolei znajdowały się kolonie czapli. W ogóle liczebność ptaków na przesmyku wyraźnie spadła (Mołożnikow, 1974). *Małyj i Bolszoi Arangatuj* połączyły się w jedno jezioro, a Płw. Kopioszka stał się wyspą (rys. 7, fot. 1).

Współczesne warunki hydrologiczne przesmyku *Miagkaja Karga* są dość skomplikowane. Niewielkie jeziora mineralne i zabagnienie obszaru cechują się mieszanym zasilaniem: atmosferycznym, infiltracyjno-rzecznym i gruntowym. Istnieje tu grupa jezior położonych na linii najmłodszych, współczesnych stref uskokowych i osiadań. Jeziora nawiązują do punktów przecięć uskoków, poprzez które następuje dopływ wód głębinowych z zawartością siarkowodoru oraz krzemionki w osadach

dennych jezior *Barmaszewoje* i *Małoje*. Na Kulinych Bagnach funkcjonuje seria gryfonów, wokół których pojawiły się jeziora z wodą mineralną, rozprzestrzeniła się roślinność bagienna, nagromadziły się masy substancji mineralnych, rozwinęły się bagna o strukturze kępkowej (Dziuba i in., 2002).



Fot. 4. Piaszczysta przybrzeżna część przesmyku. Na drugim planie – góry Płw. Swiatoj Nos (fot. T. Szczypek).

Photo 4. Sandy inshore part of isthmus. In the background – mountains of Svyatoi Nos Peninsula (phot. by T. Szczypek).



Fot. 5. Przewiane wały brzegowe i zabagnione obniżenia między nimi (fot. T. Szczypek).

Photo 5. Wind-blown shore embankments and marshy depressions between them (phot. by T. Szczypek).



Fot. 6. Zabagniona powierzchnia przesmyku Cziwyrkujskiego (fot. T. Szczypek).

Photo 6. Marshy surface of Chivyrkuy Isthmus (phot. by T. Szczypek).



Rys. 7. Elementy topograficzne jez. Arangatur przed podniesieniem się poziomu wody w Bajkale.

Fig 7. Topographic elements of Arangatur Lake before the rising of water level in Lake Baikal.

Podobne zjawiska, chociaż na nieco mniejszą skalę, obserwuje się na brzegach Zatoki Cziwyrkujskiej. Antropogenicznie uwarunkowane podniesienie się poziomu Bajkału spowodowało zatopienie i podtopienie delt niewielkich rzek, wpadających do tej zatoki. Formy akumulacyjne w odcinkach przyujściowych powstały wskutek hydrodynamicznego współdziałania wód rzecznych i jeziornych, co sprzyjało powstaniu kos i mierzej, blokujących delty. W okresie wiosenno-lętnym przy niższym poziomie wody obszar jest osuszony, dobrze się nagrzewa i pokrywa roślinnością wodno-bagienną. Wraz z podnoszeniem się poziomu w drugiej połowie lata teren ten ulega zatapieniu, pokrywa roślinna zamiera i w zatoczkach (lagunach) gromadzi się materiał biogeniczny: stopniowo tworzą się torfowiska. Rzeki rozcinają wał brzegowy i wpa-

dają do jeziora, jednak mogą też infiltracji przez materiał tych form (Dynamika bieriegow..., 1976). Obszary cechujące się takim pochodzeniem zabagnienia stwierdzono m. in. w deltach rzek: Bolszoi Cziwyrkuj, Biezymiannaja i Kriestowskaja (rys. 2).

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawione wyżej zmiany warunków wodnych na przesmyku *Miagkaja Karga* stanowią przykład negatywnego wpływu antropogenicznie indukowanego podniesienia się poziomu Bajkału na przyległe obszary. Nie jest to oczywiście jedynie miejsce nad Bajkałem, które w ten sposób zareagowało na zmianę reżimu poziomu. Innym znanym takim obszarem, choć nieco mniej spektakularnym, jest piaszczysta, modelowana eolicznie wyspa Jarki na północnym krańcu jeziora: tutaj w wielu miejscach dna niecek deflacyjnych są zabagnione, a w niektórych z nich wręcz stagnuje woda (Wika i in., 2006). Takie sytuacje, jak na przesmyku Cziwyrkujskim lub na wyspie Jarki, mogą jednak w sensie ekologicznym odgrywać pozytywną rolę, bowiem przyczyniają się do wzrostu bioróżnorodności, chociaż – jak wskazuje przykład przesmyku Cziwyrkujskiego – nie zawsze w pełnym zakresie. Zatem po raz kolejny okazuje się, że skutki działalności człowieka niekoniecznie muszą zawsze mieć dla przyrody wydźwięk absolutnie negatywny.

SUMMARY

FLUCTUATIONS OF LAKE BAIKAL LEVEL AND PROCESS OF SWAMPING OF ITS SHORES (A CASE STUDY OF CHIVYRKIJ ISTHMUS - THE MYAGKAYA KARGA - AND ITS NEIBOURHOOD)

Chivyrkuj Isthmus (*Myagkaya Karga*) connects the present-day Svyatoi Nos Peninsula with the eastern shore of Lake Baikal. It is the plain built of the Quaternary deposits: glacial and fluvio-glacial (lacustrine and alluvial), alluvial-proluvial, alluvial, lacustrine, lacustrine-marshy, deluvial and aeolian ones. It is the most extensive area of the occurrence of shore embankments on the Baikal. The establishment of water power plant in Irkutsk on the Angara in the years 1956–1959 caused the rising of the Baikal level of 1.2 m. It caused the important negative effects, which are distinctly visible on the isthmus discussed. They are as follows: 1) washing out of shore embankments and because of that the mobilization of aeolian processes, 2) wetting of the isthmus area and because of that its intensive swamping, 3) at higher water level in Lake Baikal – stagnation of water on the isthmus, 4) exchange of peninsula into island within the range of Lake Arangatury, 5) degradation of forest vegetation, 6) decrease in bird population.

LITERATURA

AGAFONOW B.P., 1975: *Rasprostranienije i prognoz fiziko-gieograficeskich processow w Bajkalskoj wpadynie*. [w:] *Dynamika Bajkalskoj wpadiny*. Nauka, Nowosibirsk. s. 59-138.
Dynamika bieriegow oziera Bajkat pri nowom urowiennom rieżimie. 1976. Nauka, Moskwa. 88 s.

- DMITRIJEW G.L., 1968: *Istorija osadkonakoplenija na pierieszekie potuostrowa Swiatoj Nos (Bajkał)*. [w:] *Miezozojskije i kajnozojskije oziara Sibiri*. Moskwa. s. 89-97.
- DZIUBA A.A., Kułagina N.W., Abidujewa T.I., Czernych A.L., 2002: *Minieralnyje oziara Barguzinsko-Cziwyrkujского Pierieszekja*. *Gieografija i prirodnyje riesursy*, 2. s. 61-68.
- GAŁAZIJ G.I., 1967: *Dinamika rosta driewiesnych porod na bieriegach Bajkała w swiazi s cikliczeskimi izmienienijami urownia wody w ozerie*. [w:] *Gieobotaniczeskije issliedowanija na Bajkale*. Nauka, Moskwa. s. 44-301.
- Gieologiczeskaja karta SSSR. M 1:200 000, Sierija Pribajkalskaja. List N-49-XX. Objasnitielnaja zapiska*. 1965. Niedra, Moskwa. 56 s.
- Inżeniernaja gieologija Pribajkalja*. 1968. Nauka, Moskwa. 188 s.
- ŁAMAKIN W.W., 1968: *Nieotiektionika Bajkalskoj wpadiny*. Nauka, Moskwa. 247 s.
- MOŁOŻNIKOW W.N., 1974: *Potuostrow Swiatoj Nos i Cziwyrkujskoje siemiostrowje (sostojanije ekosistem i woprosy ochrany ich żiwotnych komponientow)*. [w:] *Priroda Bajkała*. Leningrad. s. 254-267.
- ROGOZIN A.A., 1993: *Bieriegowaja zona Bajkała i Chubsugula*. Nauka, Nowosibirsk. 168 s.
- WIERIESZCZAGIN G.J., 1918: *Otcziot o rabotach, proizwiedionnych na Bajkale wo wriemia komandirowki ot Impieratorskoj Akademii nauk lietom 1916 goda*. *Trudy Komis. po izucz. oz. Bajkał*, 1, 1.
- WIKI S., KOZYRIEWA E.A., TRZCINSKIJ J.B., SZCZYPEK T., 2006: *Ostrow Jarki na Bajkale – primier sowremennogo prieobrazowanija landszaftow*. IZK SO RAN, Fakultiet Nauk o Ziemle Siliezskego Uniwersiteta, Irkutsk-Sosnowiec. 69 s.
- WIKI S., OWCZINNIKOW G.I., SNYTKO W.A., SZCZYPEK T., 2002: *Eołowyje facii wostocznego pobieriezja Bajkała*. IG SO RAN, IZK SO RAN, Irkutsk. 56 s.
- <http://www/geol.irk.ru>

Prof. dr hab. Jurij B. Trzcinskij

Instytut Skorupy Ziemskeij SO RAN
ul. Lermontowa 128
664033 Irkuck
Rosja

Dr Elena A. Kozyriewa

kozireva@crust.irk.ru
Instytut Skorupy Ziemskeij SO RAN
ul. Lermontowa 128
664033 Irkuck
Rosja

Prof. dr hab. Tadeusz Szczypek

bajkal@poczta.onet.pl
Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

ZARZĄDZANIE GOSPODARKĄ WODNĄ W WARUNKACH ZMIENIAJĄCEGO SIĘ ŚRODOWISKA

Artur R. WÓJCIK, Franciszek PISTELOK

Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Gliwicach

Abstrakt: Zmiany stanowią integralną część otaczającej nas rzeczywistości i obejmują swoim zasięgiem zarówno zmiany o charakterze formalno-prawnym, organizacyjnym jak i środowiskowym. Ich wzajemne relacje stanowią o obrazie środowiska, w którym żyjemy i które współkształtujemy. W zakresie zarządzania gospodarką wodną istotne znaczenie ma wdrażana na poziomie europejskim Ramowa Dyrektywa Wodna oraz właśnie przygotowywane jako jeden z etapów wdrażania RDW, Plany Gospodarowania Wodami w Dorzeczu – dokument planistyczny kształtujący kierunki w gospodarce wodnej na okres najbliższych 6 lat. Istotne znaczenie mają także prowadzone w tym zakresie konsultacje społeczne zapewniające wpływ szeroko rozumianego społeczeństwa oraz poszczególnych grup interesariuszy na kształt opracowywanych dokumentów. Znaczący wpływ na zarządzanie w gospodarce wodnej mają także zagadnienia związane z zagospodarowaniem przestrzennym szczególnie w obszarach zagrożenia wodami powodziowymi. Zagadnienia ochrony powodziowej uregulowane zostaną w najbliższym czasie zgodnie z zapisami Dyrektywy Powodziowej UE.

Słowa kluczowe: Ramowa Dyrektywa Wodna, Plany Gospodarowania Wodami w Dorzeczu, konsultacje społeczne, zagospodarowanie przestrzenne, Dyrektywa Powodziowa.

RAMOWA DYREKTYWA WODNA

Mówiąc o gospodarce wodnej, o jej świadomym kreowaniu, współcześnie mamy świadomość faktu, że właściwe podejście do szeroko pojętej problematyki gospodarki wodnej wymaga zarówno szerokiego spojrzenia na wszystkie aspekty związane z wodą jak i podejmowania działań na terenie całej zlewni lub dorzecza. Ramowa Dyrektywa Wodna (RDW) wprowadza nowe ekologiczne, holistyczne podejście do zasobów wodnych – nie tylko jako części systemu wodno-gospodarczego, lecz również jako zasadniczego czynnika tworzącego siedliska, których (dobry) stan zależy od kierunków i efektów działań przeprowadzanych na terenie całej zlewni.

Ramowa Dyrektywa Wodna w swoich zapisach ujmuje zagadnienia ochrony zasobów wodnych z uwzględnieniem konieczności ochrony ekosystemów wodnych, lądowych i bagiennych oraz społeczno-gospodarczych efektów susz i powodzi.

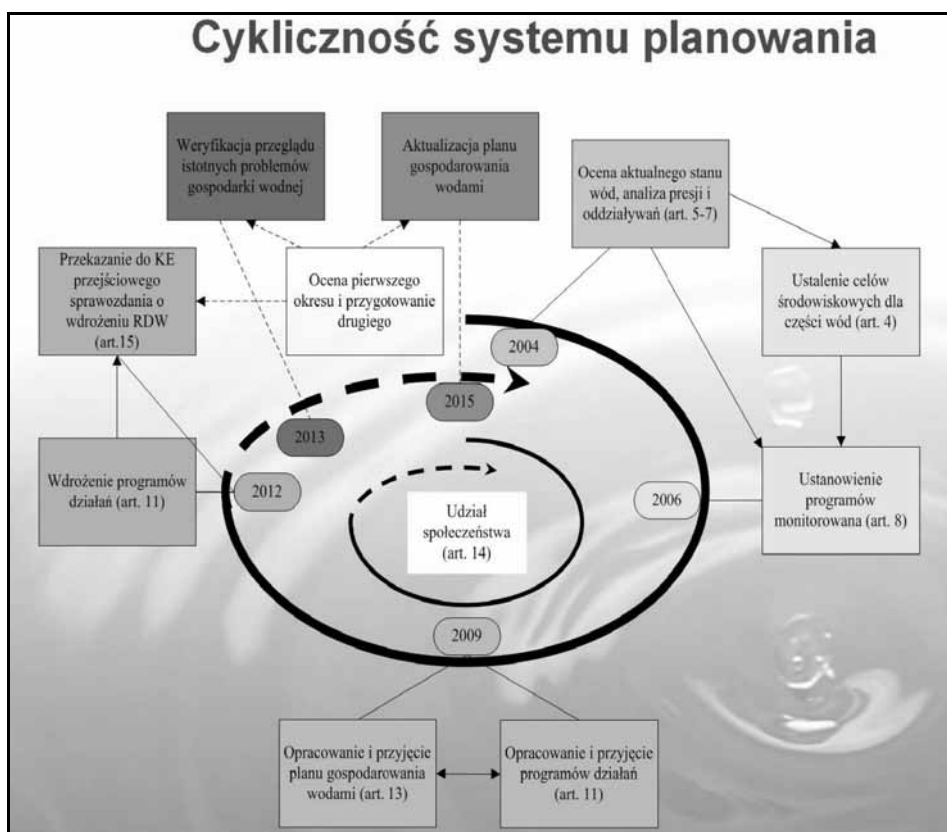
Wdrażanie Ramowej Dyrektywy Wodnej 2000/60/WE (RDW) stanowi wspólne zadanie i zarazem wyzwanie stojące przed wszystkimi państwami Unii Europejskiej, realizowane w oparciu o wspólne dla wszystkich krajów członkowskich, jednolite zasady, wytyczne oraz harmonogram działań i oczekiwanych efektów, któ-

rych celem jest osiągnięcie dobrego stanu lub potencjału ekologicznego wszystkich jednolitych części wód (JCW) powierzchniowych i podziemnych do roku 2015. To także główny cel współczesnej polityki wodnej obok zaspokojenia uzasadnionych potrzeb ludności i gospodarki oraz podniesieniu skuteczności ochrony w sytuacjach nadzwyczajnych (powódź, susza).

Proces wdrażania Ramowej Dyrektywy Wodnej realizowany jest już w Polsce od kilku lat i aktualnie mamy już za sobą etapy:

- dostosowania prawodawstwa,
- inwentaryzacji i charakterystyki dorzeczy, ustanowienia „władz wodnych”,
- przygotowania programów monitoringowych.

Aktualnie stoimy przed kolejnym, bardzo ważnym zadaniem przygotowania strategicznego dokumentu planistycznego w zakresie Gospodarki Wodnej a mianowicie Planów Gospodarowania Wodami w Dorzeczu (PGWD). Zadanie to musimy zrealizować do końca 2009 r. Schemat obrazujący harmonogram oraz etapy wdrażania RDW przedstawia rysunek nr 1.



Rys. 1. Harmonogram i etapy wdrażania RDW (cykliczność procesu planowania).

Fig. 1. Schedule and stages of the Water Framework Directive implementation (planning process cycle).

W oparciu o przedstawiony powyżej schemat warto zauważyć, iż działania prowadzone w celu osiągnięcia dobrego stanu wód mają charakter procesu (a nie jednorazowego zadania), realizowanego aktualnie po raz pierwszy, lecz z założenia cyklicznego. W przypadku, gdy nie uda się (z przyczyn obiektywnych i uzasadnionych) osiągnąć zakładanych efektów ekologicznych, tj. dobrego stanu (potencjału) wód (podziemnych i powierzchniowych), możliwym będzie przesunięcie realizacji tych celów do następnych okresów planistycznych, z których każdy będzie realizowany przez okres 6 lat. Okresy te będą także wykorzystane do weryfikacji i udoskonalenia zastosowanych w pierwszym cyklu planistycznym działań.

Prawodawstwo krajowe (dostosowane do prawodawstwa UE; Ustawa Prawo Wodne – PW) zakłada przygotowanie i wdrożenie w Polsce następujących dokumentów o charakterze planistycznym:

- program wodno-środowiskowy kraju z uwzględnieniem podziału na obszary dorzeczy, (art. 113 PW) (*dokument przygotowywany przez KZGW oraz RZGW, podlegający zatwierdzeniu wraz z OOŚ w grudniu 2008 r.*),
- plan gospodarowania wodami na obszarze dorzecza (*projekt dokumentu przygotowany przez Prezesa Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej poddany konsultacjom społecznym w terminie do 22 czerwca 2009 r., oraz zatwierdzeniu przez Radę Ministrów w grudniu 2009 r.*),
- plan ochrony przeciwpowodziowej oraz przeciwdziałania skutkom suszy na obszarze kraju, z uwzględnieniem podziału na obszary dorzeczy,
- plan ochrony przeciwpowodziowej regionu wodnego,
- warunki korzystania z wód regionu wodnego (*opracowywany w oparciu o PGWD dla obszaru poszczególnych regionów wodnych przez Dyrektora RZGW*),
- warunki korzystania z wód zlewni (*sporządzane w miarę potrzeby*).

Oprócz wymienionych powyżej dokumentów prawo wodne ustanawia jeszcze dwa rodzaje dokumentów o charakterze planistycznym, oddziałujących w sposób bezpośredni na realizację celów środowiskowych RDW:

- krajowy program oczyszczania ścieków komunalnych (art. 43 PW),
- programy działań mających na celu ograniczenie odpływu azotu ze źródeł rolniczych (art. 47 PW).

Dodatkowo, wśród wielu planów, programów i strategii wynikających z innych aktów prawnych, ale oddziałujących na gospodarowanie zasobami wodnymi, należy wskazać „Program dla Odry 2006” wprowadzony ustawą z dn. 6 lipca 2001 r. (Dz.U. 2001.98.1067) oraz będącą w opracowaniu Strategię i Program dla Wisły – „Wisła 2020”.

Plany Gospodarowania Wodami w Dorzeczu są dokumentem przygotowywanym na poziomie dorzecza dla każdego z 10 dorzeczy występujących na terenie RP, a które zostały przedstawione na rysunku nr 2.

Zgodnie z zapisami RDW, dla dorzeczy międzynarodowych znajdujących się w obszarze UE powinny zostać opracowane i uzgodnione przez poszczególne państwa członkowskie wspólne Międzynarodowe PGWD. Zaś dla międzynarodowych dorzeczy obejmujących swoim zasięgiem kraje nie będące członkami UE, po-

szczególne kraje członkowskie powinny podjąć próby przygotowania i wdrożenia takich dokumentów, gdyż ze względów formalnych nie jest możliwym zobowiązanie stron do opracowania takiego dokumentu. Z powyższymi sytuacjami mamy do czynienia w przypadku wszystkich dorzeczy na terenie naszego kraju.



Ryc. 2. Obszary dorzeczy w Polsce podlegające procesowi opracowania PGWD.

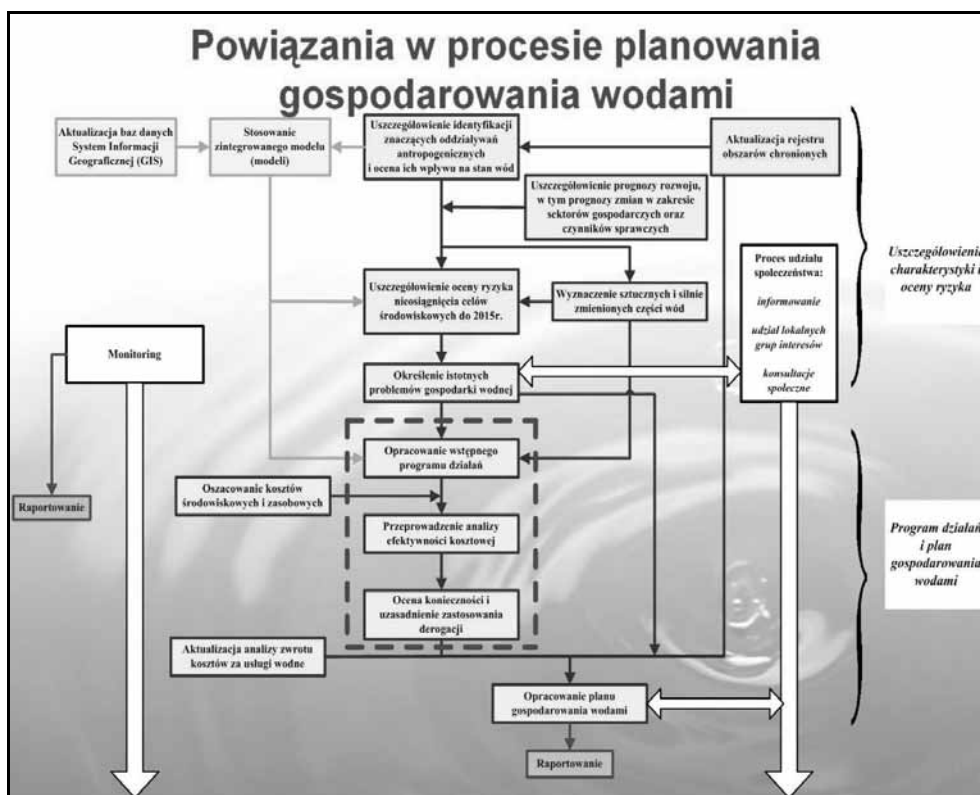
Fig. 2. River Basins in Poland with prepared RBMP's.

Przygotowanie PGWD poprzedzone jest szeregiem działań niezbędnych do zrealizowania stawianego przed nami celu a obejmujących m.in.:

- identyfikację znaczących oddziaływań antropogenicznych i ocena ich wpływu na stan wód,
- aktualizację rejestru obszarów chronionych,
- uszczegółowienie prognoz rozwoju w tym prognoz zmian w zakresie sektorów gospodarczych oraz czynników społecznych,
- wyznaczenie sztucznych i silnie zmienionych części wód,
- ocenę ryzyka nieosiągnięcia celów środowiskowych do 2015 r.,
- określenie istotnych problemów gospodarki wodnej,
- opracowanie wstępnego programu działań,
- oszacowanie kosztów środowiskowych i zasobowych,

- przeprowadzenie analizy efektywności kosztowej,
- analizę zwrotu kosztów usług wodnych,
- ocenę konieczności i uzasadnienie zastosowania derogacji,
- oraz w końcu, opracowanie Planu Gospodarowania Wodami w Dorzeczu wraz z procesem Raportowania.

Powiązania w procesie planowania przedstawia rysunek nr 3.



Ryc. 3. Działania i dokumenty opracowywane w procesie planowania gospodarowania wodami.

Fig. 3. Tasks and documents prepared during water management planning process.

Całość wymienionych powyżej działań prowadzonych jest z uwzględnieniem gwarantowanego w RDW procesu konsultacji społecznych w celu zapewnienia poszczególnym interesariuszom, grupom społeczno-zawodowym i szerokiemu społeczeństwu wpływu na kształt przygotowywanego dokumentu oraz świadomość łączących się z nim potencjalnych zakazów bądź nakazów w zakresie zarządzania zasobami wodnymi. Rzeczą niezmiernie ważną jest aktywny udział w tym procesie, dzięki czemu możemy w sposób realny współtworzyć dokument planistyczny którego zapisy w znaczący sposób będą wpływać na szereg działań podejmowanych i realizowanych w gospodarce wodnej w okresie najbliższych 6 lat.

UDZIAŁ SPOŁECZEŃSTWA

Udział społeczeństwa w procesie podejmowania decyzji stanowiący ważny element RDW, to proces stwarzania społeczeństwu możliwości wywierania wpływu na:

- przebieg opracowywania dokumentów planistycznych dotyczących gospodarowania wodami,
- ocenę rezultatów prac,
- weryfikację planów.

Udział społeczeństwa (US) odgrywa bardzo ważną rolę w prawidłowym przebiegu procesu wdrażania Ramowej Dyrektywy Wodnej. Ramowa Dyrektywa Wodna wprowadza w art. 14 obowiązek informowania i angażowania szeroko rozumianego społeczeństwa w proces wdrażania jej postanowień.

Generalnym celem działań podejmowanych w ramach procesu Konsultacji Społecznych (US) jest umożliwienie społeczeństwu wpływu na proces opracowywania planów gospodarowania wodami i programów działań, a także: demokratyzacja procesu podejmowania decyzji, poprawa jakości podejmowanych decyzji, kształtowanie świadomości społecznej w kwestii problemów środowiskowych, uzyskanie społecznej akceptacji dla decyzji podejmowanych w zakresie planów i programów gospodarowania wodami, zapewnienie wymogów implementacyjnych Ramowej Dyrektywy Wodnej, nadanie bardziej przejrzystego i twórczego charakteru procesowi podejmowania decyzji, umożliwienie dostępu do informacji o problemach, potrzebach, celach, możliwych sposobach i metodach wdrożenia, wzrost zrozumienia przez użytkowników wody problemów, zróżnicowanych potrzeb oraz kosztów ich zaspokojenia, osiągnięcie kompromisów poprzez ograniczenie konfliktów, nieporozumień w odniesieniu do zagadnień związanych z gospodarowaniem wodami, zmniejszenie opóźnień oraz bardziej skuteczne przeprowadzenie procesu wprowadzania w życie RDW

Proces US staje się dla poszczególnych grup uczestniczących w jego realizacji doskonałą możliwością zrozumienia interesów innych grup oraz konieczność dochodzenia do kompromisów.

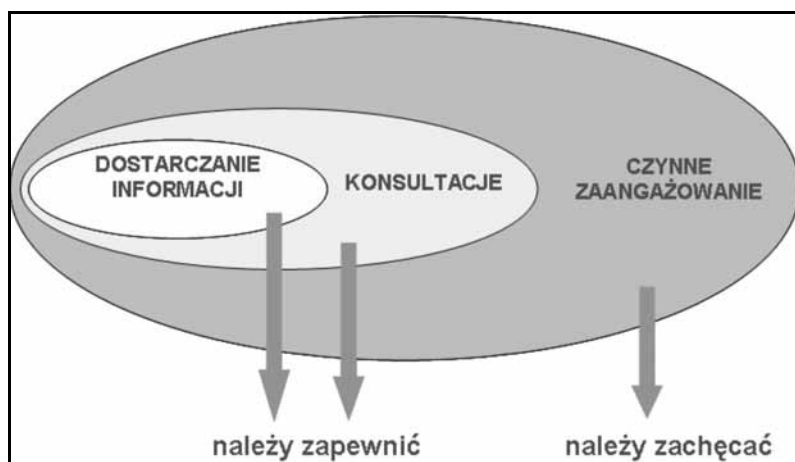
Ramowa Dyrektywa Wodna zakłada 3 podstawowe formy Udziału Społeczeństwa oraz wskazuje na sposób ich wdrażania (rys. 4).

Udostępnianie informacji jest podstawową formą udziału społeczeństwa. Właściwe rozpowszechnianie informacji ma istotne znaczenie dla powodzenia konsultacji społecznych i realnego czynnego zaangażowania. Informacje powinny docierać do różnych grup interesariuszy oraz ogółu społeczeństwa, dlatego też należy zastosować różne sposoby dostarczania informacji tj. internet, broszury, media.

Drugą formę udziału społecznego stanowią konsultacje. Są one przeprowadzane przez organy administracji zainteresowanymi stronami. Ich celem jest wzajemne pozyskanie dodatkowej wiedzy, spostrzeżeń, doświadczenia i sugestii.

Trzecią formą – najważniejszą, lecz zarazem często najtrudniejszą do uzyskania – jest aktywny udział społeczeństwa, gdzie społeczeństwo ma wpływ na planowanie przebiegu i wyniki procesu. Zgodnie z przepisami dyrektywy, należy zapewnić

dwie pierwsze z powyższych form udziału. Do ostatniej z wymienionych form udziału należy zachęcać.



Rys. 4. Formy Udziału Społeczeństwa wskazane w RDW.

Fig. 4. Public Consultation forms indicated in the WFD.

Kraje Członkowskie mają obowiązek przeprowadzenia konsultacji społecznych w zakresie:

- przeglądu istotnych problemów gospodarki wodnej,
- planów gospodarowania wodami opracowywanych dla obszarów dorzeczy.

Aktualnie, przygotowane zostały projekty PGWD, które zgodnie z harmonogramem wdrażania RDW zostały udostępnione społeczeństwu z dniem 22 grudnia 2008 r. na okres sześciu miesięcy tj. do 22 czerwca 2009 r. W okresie tym społeczeństwo miało możliwość zapoznania się z przygotowanymi projektami dokumentów, ich analizy oraz zgłaszania swoich uwag i postulatów. W marcu 2009 r. zorganizowano i przeprowadzono III Krajowego Forum Wodnego – konferencję, podczas której na półmetku okresu konsultacji możliwym było dodatkowo poszerzenie swojej wiedzy na tematy związane z procesem przygotowania PGWD oraz zgłoszenie i przedyskutowanie rodzących się pytań i wątpliwości. Następnie, po zakończonym okresie konsultacji społecznych zebrane w procesie konsultacji uwagi i opinie zostaną włączone w kształt ostatecznego dokumentu, który następnie zostanie opublikowany z końcem 2009 r.

Plan Gospodarowania Wodami w Dorzeczu – dokument przygotowywany przez Prezesa Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej; opiniowany przez Krajową Radę Gospodarki Wodnej zatwierdzony zostanie przez Radę Ministrów RP. Tak opracowany i przyjęty Plan Gospodarowania Wodami w Dorzeczu stanie się obowiązującym dokumentem planistycznym określającym zasady gospodarowania wodami w poszczególnych obszarach dorzeczy. Warto podkreślić, iż będzie dokumentem określającym:

- co jest konieczne do zrobienia,
- kiedy powinno zostać wykonane,
- przez kogo,
- oraz co niezmiernie ważne wskazującym także źródła finansowania.

Elementem wykonawczym PGWD będą dokumenty pt.: *Warunki Korzystania z Wód Regionu Wodnego* (art. 115 PW) przygotowywane przez Dyrektora RZGW w oparciu o PGWD (art. 120 PW) określające szczegółowe wymagania w zakresie:

- stanu wód, które wynikają z przyjętych celów środowiskowych,
- ograniczenia w korzystaniu z wód niezbędne dla osiągnięcia tych celów,
- priorytetów w zaspokajaniu potrzeb wodnych.

Ograniczenia w korzystaniu z wód mogą dotyczyć m.in.:

- poboru wód powierzchniowych lub podziemnych,
- wprowadzania ścieków do wód lub do ziemi,
- wprowadzania substancji szczególnie szkodliwych dla środowiska wodnego do wód, ziemi lub urządzeń kanalizacyjnych,
- lokalizowania nowych urządzeń wodnych.

Warunki korzystania z wód zlewni sporządza się dla obszarów, dla których jest konieczne określenie szczególnych zasad ochrony zasobów wodnych, a zwłaszcza ich ilości i jakości, w celu osiągnięcia dobrego stanu wód.

ZAGOSPODAROWANIE PRZESTRZENNE

Mając na myśli szeroko pojęte zarządzania gospodarką wodną, jej przemysłowe kreowanie, mamy świadomość faktu, że wymaga to zarówno szerokiego spojrzenia na wszystkie aspekty związane z wodą, jak i podejmowania działań na terenie całej zlewni lub dorzecza. Na to, jak „wygląda” zagospodarowanie obszaru zlewni mają w dużym znaczeniu wpływ dwa dokumenty, mianowicie:

- Studium uwarunkowań kierunków zagospodarowania przestrzennego,
- Plan zagospodarowania przestrzennego.

W obydwu przypadkach, to administracja (różnego szczebla: gmina, powiat, województwo, kraj) opracowuje i uchwała treść tych dokumentów. Często, są to dokumenty „ukierunkowane jednostronnie”, na zapewnienie doraźnych celów rozwojowych obszaru – nie zawsze jednak w sposób dostateczny brane są pod uwagę inne aspekty szeroko pojmowanego środowiska w tym zagadnienia gospodarki wodnej i ochrony przeciwpowodziowej. W aktualnej formule prawnej RZGW opiniują te dokumenty, niemniej są to tylko opinie i często nie są one brane pod uwagę w ostatecznym kształcie dokumentu. Tymczasem powinniśmy dążyć do ugruntowania się ogólnej świadomości chociażby w stosunku do najprostszych zależności:

- Teren wokół rzeki, szczególnie niezabezpieczony = możliwość powodzi,
- Zwiększona ilość terenów zabudowanych w tym drogi, place, obiekty kubaturowe = więcej wody w krótkim czasie w systemie kanalizacyjnym = więcej wody w krótkim czasie w odbiorniku końcowym – możliwość podtopień,

- Zielony teren wokół cieków (pas buforowy) = większa retencja, ochrona przed zanieczyszczeniami, możliwości rekreacyjne,
- Obwałowania rzek to urządzenie hydrotechniczne służące do ochrony przed powodzią – to nie najprostsze do wykorzystania liniowe elementy komunikacyjne.

Tworząc te dokumenty planistyczne pamiętajmy, że wyniki ich wprowadzania mogą mieć znaczący wpływ na kształtowanie się złożonych relacji w otaczającym nas środowisku.

DYREKTYWA POWODZIOWA

Powódź – złowieszcze słowo wskazujące na fakt, iż woda wystąpiła z brzegów i dokonała w swym żywiole zniszczeń, a może i pochłonęła ludzkie życie. Słowo tym bardziej groźne, im bliżej zagrożonego obszaru zamieszkujemy, a w szczególności w stosunku do tych osób, które doświadczyły już tego żywiołu w przeszłości.

Przykładowo w rok 1997 w wyniku powodzi dach nad głową straciło 7000 osób, straty poniosło 9000 firm. Woda zniszczyła lub uszkodziła 680 000 mieszkań, 4000 mostów, 14 400 km dróg, 613 km wałów przeciwpowodziowych i 500 tys. ha upraw (fot. 1). Bilans powodzi to 55 ofiar śmiertelnych, straty materialne około 12 mld złotych.



Fot. 1. Straty powodziowe w roku 1997, Odra, Krzyżanowice (źródło: arch. RZGW, Gliwice).

Photo 1. Material loses during 1997 Flood in Krzyżanowice, Odra River (source: arch. RZGW, Gliwice).

Dotychczasowe doświadczenia związane z powodziami, które nękają również inne europejskie kraje, w pierwszym etapie, wymusiły szeroką dyskusję na temat działań jakie należy podjąć aby obniżyć skutki powodzi. Efektem tej dyskusji jest obowiązująca od 26 listopada 2007 roku Dyrektywa Powodziowa UE, która jest ważnym uzupełnieniem legislacji UE dotyczącej zagadnień gospodarki wodnej. Dyrektywa ta jest w pełni spójna z Ramową Dyrektywą Wodną (RDW) i obejmuje wszelkie typy powodzi: związane z rzekami i jeziorami, występujące na obszarach miejskich i w strefach przybrzeżnych, czy wreszcie spowodowane gwałtownymi burzami czy tsunami.

Nadrzędnym celem dyrektywy jest ograniczanie ryzyka powodziowego i zmniejszanie następstw powodzi w państwach Unii Europejskiej. Zapisy dyrektywy wymuszają nowe podejście do ochrony przeciwpowodziowej, a mianowicie w dokumencie tym wprowadzono pojęcia dotychczas nie stosowane w Polsce takie jak ryzyko powodziowe i system zarządzania ryzykiem powodziowym.

Ryzyko powodziowe należy tu rozumieć jako kombinację prawdopodobieństwa wystąpienia powodzi i związanych z powodzią potencjalnych negatywnych konsekwencji dla zdrowia ludzkiego, środowiska, dziedzictwa kulturowego oraz działalności gospodarczej, natomiast zarządzanie ryzykiem jako szereg działań zmierzających do minimalizacji szkód.

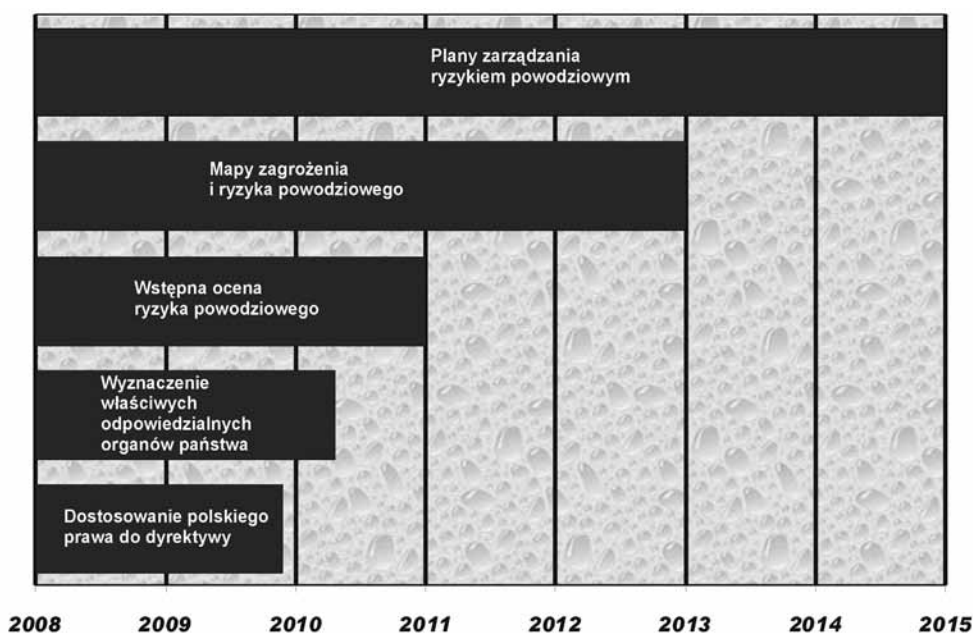
Takie podejście wynika z faktu, że nie możemy całkowicie wyeliminować powodzi ale możemy mieć wpływ na ograniczanie jej negatywnych skutków. W preambule Dyrektywy umieszczono zdanie: „... *powodzie były, są i będą...*” Podejście to może być skuteczne jedynie wtedy, kiedy zarządzanie będzie prowadzone w układzie zlewniowym, ponieważ istnieje pełna koordynacja działań na całej długości rzeki, niezależnie od granic administracyjnych miast i gmin. Ten element też przewidziano w zapisach dyrektywy i narzuca on państwom członkowskim prowadzenie takiej polityki wodnej, aby zachowana była zasada zarządzania zlewniowego. Jest to jednym z elementów, z którym będziemy musieli się zmierzyć w zakresie jego transpozycji do aktualnie działających w Polsce struktur zarządzania kryzysowego.

Wdrażanie Dyrektywy Powodziowej w krajach członkowskich będzie przebiegało w trzech etapach (rys. 5):

- Etap I – do grudnia 2011 roku, państwa członkowskie dokonają wstępnej oceny ryzyka powodziowego w obszarach dorzeczy oraz związanych z nimi strefach przybrzeżnych. Na tej podstawie określone zostaną obszary, na których stwierdza się „istnienie dużego ryzyka powodziowego lub jego wystąpienie jest prawdopodobne”.
- Etap II – do grudnia 2013 roku, państwa członkowskie sporządzają mapy zagrożenia powodziowego i ryzyka powodziowego. Na mapach tych mają być wskazane obszary, w których prawdopodobieństwo powodzi jest: niskie (w tym obszary, na których powódź będzie miała charakter zdarzenia ekstremalnego); średnie (występowanie powodzi nie częściej, niż co 100 lat); wysokie. Mapy muszą uwzględniać również informacje na temat szacunkowej liczby mieszkańców potencjalnie dotkniętych powodzią, rodzaju działalności gospodarczej, ważnych in-

stalach na danym obszarze, oraz innych ważnych elementów infrastruktury charakterystycznych dla danego obszaru.

- Etap III – do grudnia 2015 roku na podstawie tych map sporządzone zostaną plany zarządzania ryzykiem powodziowym. Plany te, skoordynowane na poziomie obszaru dorzecza muszą obejmować wszystkie aspekty zarządzania ryzykiem powodziowym, w szczególności działania ukierunkowane na zapobieganie, ochronę i właściwe przygotowanie, w tym prognozowanie powodzi i systemy wczesnego ostrzegania, z uwzględnieniem specyfiki poszczególnych obszarów dorzecza. Plany te mogą także obejmować elementy działań dla zrównoważonego rozwoju obszaru dorzecza, kontrolowane zalewanie niektórych obszarów czy skuteczną retencję wód.



Rys. 5. Harmonogram wdrażania Dyrektywy Powodziowej (źródło: referat T. Cywiński).

Fig. 5. Flood Directive implementation schedule (source: abstract T. Cywiński).

W dłuższej perspektywie czasowej, oszacowania ryzyka powodziowego będą modyfikowane i dostosowywane do zmieniających się warunków w obszarach dorzeczy, również tych związanych ze zmianą klimatu czy częstością występowania powodzi.

Ważnym aspektem także tej dyrektywy jest udział społeczeństwa w procesie wdrażania jej zapisów na każdym z etapów opisanych wyżej. Podobnie jak to było w przypadku RDW Państwa członkowskie są zobowiązane do publicznego udostępnienia:

- ocen ryzyka i zagrożenia powodziowego oraz
- planów zarządzania ryzykiem powodziowym.

Przygotowywanie planów zarządzania powodziowego powinno być skoordynowane z udziałem społeczeństwa w planach zarządzania obszarami dorzecza zgodnie z RDW. W wymiarze międzynarodowym, państwa członkowskie są zobowiązane do skoordynowania działań w obrębie międzynarodowych obszarów dorzecza pomiędzy państwami członkowskimi UE, jak też z krajami ościennymi.

PODSUMOWANIE

„Plany Gospodarowania Wodami w Dorzeczu” oraz „Warunki” są ważnym dokumentem kształtującym zasady gospodarowania wodami w ujęciu zarówno ilościowym, jak i jakościowym, mogącym mieć duży wpływ na sposób, zakres i koszty prowadzenia szeroko pojętej działalności gospodarczej, gospodarki wodno-ściekowej, rolnictwa oraz innych działów gospodarki, dla których woda jest znaczącym medium. Nie mniej ważne są aspekty związane z zagadnieniami odpowiedniego kształtowania zagospodarowania przestrzennego jak też ochrony przed zagrożeniem powodziowym i jego skutkami. Wszystkie te zagadnienia rozpatrywane winny być w sposób zlewniowy i spójny merytorycznie, aby zagwarantować jak najlepsze efekty podejmowanych działań.

Mając powyższe na uwadze, bardzo ważnym jest, aby wszystkie zainteresowane osoby i organizacje w sposób świadomy i aktywny wzięły udział; w procesie konsultacji społecznych Planu Gospodarowania Wodami w Dorzeczu (a w przyszłości i pozostałych dokumentów) i poprzez to w czynny sposób wpłynęły na treść tego dokumentu gwarantując sobie wpływ na kształt zawartych tam celów, zasad ich realizacji oraz wynikających z nich ograniczeń. Zapisy tam zawarte będą także miały przełożenie na zagadnienia ekonomiczne. Musimy mieć także świadomość, że dokument ten będzie obowiązującym dokumentem planistycznym przez okres co najmniej 6 lat, do czasu następnej aktualizacji PGWD.

LITERATURA

- Dyrektywa 2000/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z dnia 23 października 2000 r. ustanawiająca ramy wspólnotowego działania w dziedzinie polityki wodnej (O.J.L. 327, 22.12.2000).
- Dyrektywa 2007/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z dnia 23 października 2007 r. w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim; Dziennik Urzędowy UE L.288/27 – 6.11.2007PL

SUMMARY

WATER MANAGEMENT IN CHANGING CONDITIONS

Changes are integrated into our surroundings and they covers several aspects including legal, organizational and environmental. They mutual co-relations build both, the picture of our Environment and the way of its co-generation. In the water management field a significant role has implementation on the European scale of the Water Framework Directive, and within it, preparation of River Basin Management Plans – a planning document which sets up directions in water sector for next 6 years. Currently carried out Public Consultations has a significant role in the process of RBMP preparations allowing public and stakeholders influence the final version of the document. Landscape planning is also an important issue influencing water management especially in the field of flood protection areas. Flood protection issues will be regulated in near future in accordance with new UE Flood Directive.

Mgr inż. Artur R. Wójcik

awojcik@rzgw.gliwice.pl
Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej
ul. Sienkiewicza 2
44-100 Gliwice

Dr inż. Franciszek Pistelok

fpistelok@rzgw.gliwice.pl
Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej
ul. Sienkiewicza 2
44-100 Gliwice

STABILNOŚĆ REŻIMU ODPLYWU RZEK W POLSCE

Dariusz WRZESIŃSKI

Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Uniwersytet A. Mickiewicza, Poznań

Abstrakt: Ważnym nurtem współczesnych badań przemian środowiskowych staje się detekcja zmian w cyklu hydrologicznym, zarówno w skali globalnej, regionalnej, jak i lokalnej. Szczególnie istotny jest problem sezonowości odpływu rzecznego, dostępności i wysokości zasobów wodnych, ich trwałości, przewidywalności i stabilności reżimu hydrologicznego. W artykule przedstawiono wyniki oceny stabilności reżimu odpływu rzek w Polsce. Stabilność reżimu odpływu rzek zdefiniowano jako stopień regularności występowania fazy wezbrań i niżówek w roku wyrażonej przez sześć zmiennych opisujących: pierwszą, drugą i trzecią maksymalną i minimalną wartość średnich miesięcznych przepływów w roku (I max, II max, III max w fazie wezbrań i I min, II min, III min w fazie niżówek). Analizie poddano 168 serii miesięcznych przepływów rzek w Polsce z lat 1951-2000. W celu określenia zmian współczynnika stabilności wykorzystano najdłuższą serię miesięcznych przepływów Warty w Poznaniu z lat 1822-2005. Stabilność wystąpienia fazy wezbrań i niżówek wykazuje dość charakterystyczne przestrzenne zróżnicowanie, wynikające zarówno z warunków środowiska przyrodniczego zlewni, jak i działalności człowieka. Przyczyn destabilizacji analizowanych cech reżimu rzek należy upatrywać również w zmianach warunków klimatycznych wywołanych między innymi zmiennym natężeniem makroskalowych typów cyrkulacji takich jak Oscylacja Północnoatlantycka. Zmienność współczynników stabilności okresów występowania I max i I min w latach 1822-2005 rzeki Warty w profilu Poznań wyraźnie nawiązuje do przebiegu wyróżnionych przez A. Marsza (1999) tak zwanych epok cyrkulacyjnych NAO.

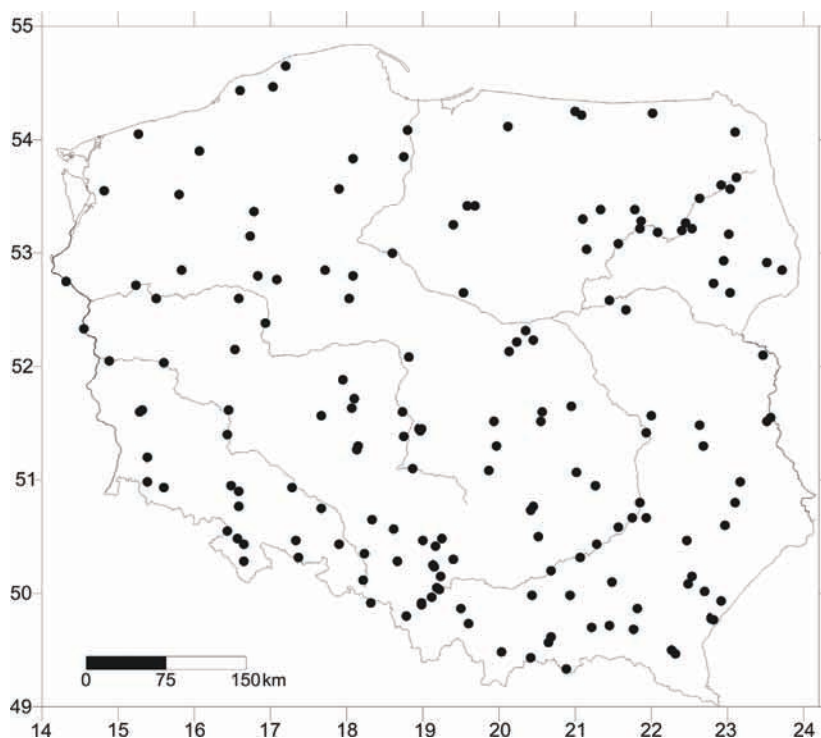
Słowa kluczowe: Reżim hydrologiczny, współczynnik stabilności, Oscylacja Północnoatlantycka.

WSTĘP

Ważnym nurtem badań współczesnych przemian środowiskowych staje się detekcja zmian w cyklu hydrologicznym, zarówno w skali globalnej, regionalnej, jak i lokalnej. Przejawia się to między innymi rozwojem badań długookresowych zmian elementów hydrometeorologicznych, ich tendencji i cykliczności. Szczególnie istotny jest problem sezonowości odpływu rzecznego, dostępności i wysokości zasobów wodnych, ich trwałości, przewidywalności i stabilności reżimu hydrologicznego, i to nie tylko z naukowego punktu widzenia, ale także ze względu na gospodarcze, ekonomiczne i społeczne konsekwencje jego destabilizacji.

Czynnikiem zmieniającym cechy reżimu odpływu, obok działalności człowieka, są zmiany elementów hydrometeorologicznych wywołanych np. zmiennym natężeniem makroskalowych typów cyrkulacji atmosfery. W Polsce, bardzo ważna, klimatotwórcza rola przypisywana jest Oscylacji Północnoatlantyckiej (Marsz,

Żmudzka, 1999; Marsz, 2001). Stwierdzono silny wpływ NAO na wzrost temperatur w chłodnej porze roku (Marsz, Styszyńska, 2001; Kozuchowski, Degirmendżic, 2002; Przybylak i in., 2003), na warunki opadowe (Styszyńska, 2001; Wibig, 2001), a także na czas trwania i grubość pokrywy śnieżnej (Falarz, 2007; Bednorz, 2009). Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na zmiany sezonowości odpływu obserwuje się na rzekach w środkowowschodniej Europie. W pozytywnej fazie NAO przejawia się to wzrostem odpływu w sezonie zimowym i spadkiem w sezonie wiosennym, a w negatywnej fazie NAO odwrotnie, spadkiem odpływów zimą i wzrostem wiosną (Kaczmarek, 2002, 2003). Badania wykazały wpływ NAO na przepływy Warty (Styszyńska, 2002; Styszyńska, Tamulewicz, 2004) oraz istnienie asynchronicznych zależności między zimowymi indeksami NAO a przepływami niektórych rzek karpackich i Wisły (Limanówka i in., 2002; Pociask-Karteczka i in., 2002-2003). Ocenę znaczenia Oscylacji Północnoatlantyckiej w kształtowaniu sezonowej struktury i przestrzennego zróżnicowania odpływu rzek w Polsce przedstawił D. Wrzesiński (2008). W pozytywnej fazie NAO, wyraźny wzrost odpływu obserwuje się na rzekach w północno-wschodniej części kraju w miesiącach zimowych, natomiast do znacznego zmniejszenia odpływu większości rzek dochodzi w okresie wiosennym.



Rys. 1. Lokalizacja profili rzecznych.

Fig. 1. Location map of river profiles.

Celem pracy jest określenie przestrzennego zróżnicowania stabilności reżimu odpływu rzek w Polsce w fazie wezbrań i niżówek w latach 1951-2000, a także identyfikacja zmian współczynnika stabilności wystąpienia tych faz w okresie wieloletnim 1822-2005 w nawiązaniu do wahań zimowego indeksu NAO. W pracy poddano analizie 168 serii miesięcznych przepływów rzek w Polsce z lat 1951-2000 (rys. 1) oraz najdłuższą w kraju serię miesięcznych przepływów Warty w Poznaniu z lat 1822-2005. W pracy wykorzystano również wartości zimowego wskaźnika NAO z lat 1864-2005 według J. W. Hurrella. Wskaźnik ten stanowi znormalizowaną średnią różnicę ciśnienia atmosferycznego z okresu grudzień – marzec, między Lizboną a Stykkisholmur i Rejkjavikiem na Islandii (Hurrell, 1995; uaktualnienia: <http://www.cdg.ucar.edu/cas/jhurrell/nao.stst.winter.html>)

METODY BADAŃ

Stabilność reżimu odpływu rzek zdefiniowano jako stopień regularności występowania określonej fazy reżimu odpływu (wezbrania i niżówki) w roku wyrażonej przez wybraną zmienną opisującą (Corbus, Stanescu, 2004). Do charakterystyki reżimu odpływu wybrano sześć zmiennych opisujących: pierwszą, drugą i trzecią maksymalną i minimalną wartość spośród średnich miesięcznych przepływów w roku (*I max*, *II max*, *III max* w fazie wezbrań i *I min*, *II min*, *III min* w fazie niżówek). Stabilność według C. Corbusa i V. A. Stanescu (2004) określa częstotliwość zmiennej opisującej w możliwie krótkim okresie. Współczynnik stabilności można więc wyrazić jako:

$$W_S = F_A \cdot C_R,$$

gdzie:

F_A – jest częstotliwością wystąpienia wartości zmiennej opisującej (liczba wystąpień w m - kolejnych miesiącach, $m = 1, \dots, 12$, w wieloleciu),

C_R – jest współczynnikiem rozkładu w okresie, wyrażonym przez:

$$C_R = \left[\frac{13 - m}{12} \right]^2$$

Stąd, im częstotliwość wystąpienia danej zmiennej opisującej jest wyższa, a długości okresu, w którym dana wartość wystąpiła jest krótsza, tym reżim jest bardziej stabilny. Stopień stabilności reżimu odpływu w zależności od zakresu współczynnika stabilności przedstawia tabela nr 1.

Ponieważ większa liczba miesięcy (wydłużenie rozpatrywanego okresu) powoduje zmniejszenie współczynnika rozkładu C_R i wzrost częstotliwość wystąpienia wartości zmiennej opisującej, współczynnik stabilności W_S osiąga maksymalną wartość w pewnej optymalnej sytuacji. Okresy, które charakteryzują określoną fazę reżimu odpływu (tzn. okresy, w których występują *I max*, *II max*, *III*

max, *I min*, *II min*, *III min*) zostały wybrane na podstawie maksymalizowania wartości współczynnika W_S .

Tabela 1. Charakter stabilności reżimu odpływu w zależności od współczynnika stabilności według C. Corbusa i V. A. Stanescu (2004).

Table 1. Character of the flow regime stability depending on the stability coefficient, after C. Corbus and V. A. Stanescu (2004).

F_A	C_R		W_S	Charakter reżimu
	m	$C_R = f(m)$		
0,9-1,0	1-2	0,69-1,00	0,62-1,00	Silnie stabilny
0,8-0,9	2-3	0,56-0,69	0,45-0,62	Stabilny
0,7-0,8	3-4	0,44-0,56	0,31-0,45	Względnie stabilny
0,6-0,7	4-5	0,34-0,44	0,20-0,31	Względnie niestabilny
0,0-0,6	6-12	0,00-0,34	0,00-0,20	Niestabilny

Współczynniki stabilności sześciu zmiennych opisujących obliczono dla warunków przeciętnych z lat 1951-2000, a w przypadku serii miesięcznych przepływów Warty (profil Poznań) dla 34. 20-letnich okresów, z przesunięciem o 5 lat z wielolecia 1822-2005. W celu maksymalizacji współczynnika stabilności każdej ze zmiennych opisujących dokonano analizy okresów ich występowania o długościach od 1. (I, II, ... XII) do 6. miesięcy (I-VI, II-VII, ... XII-V). Łącznie przeanalizowano 72 warianty długości trwania okresów. Przykład obliczenia współczynnika stabilności przedstawiono w tabeli nr 2.

Tabela 2. Przekład obliczania współczynnika stabilności *I max* w latach 1951-2000 dla 6 okresów wybranych spośród 72 analizowanych (rzeka Narew – profil Narew).

Table 2. Example of the calculation of the coefficient of *I max* stability over the years 1951-2000 for 6 periods selected from among the 72 analysed (Narew river - Narew profile).

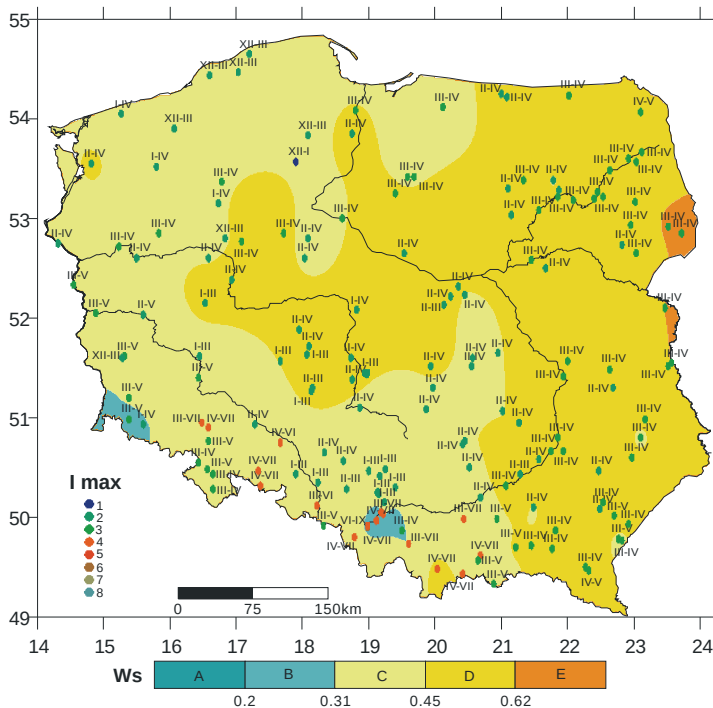
Lata	Miesiące											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1951				x								
1952											x	
.....												
1999				x								
2000				x								
Suma	3	1	15	23	0	1	0	1	0	0	3	3

Okresy	F_A	C_R	W_S
IV	23/50 = 0,46	1,000	0,460
III-IV	38/50 = 0,76	0,840	0,638
II-IV	39/50 = 0,78	0,694	0,541
I-IV	42/50 = 0,84	0,562	0,472
XII-IV	45/50 = 0,90	0,444	0,400
XI-IV	48/50 = 0,96	0,340	0,326

Przy realizacji strony graficznej skorzystano z programu *Surfer 8* [Golden Software]. Przy konstrukcji map izoliniowych wykorzystano procedurę *krigingu*.

PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE WSPÓŁCZYNNIKA STABILNOŚCI

Współczynnik stabilności pojawiania się fazy wezbrań i niżówek wykazuje dość charakterystyczne przestrzenne zróżnicowanie. Najbardziej stabilny okres (III-IV) wystąpienia I_{max} obserwuje się na rzekach północno-wschodniej Polski (Biebrza, Naręw) – rys. 2. Termin pierwszego maksimum stabilny jest także na rzekach we wschodniej części dorzecza Wisły powyżej ujścia Dunajca, a także na rzekach środkowej części dorzecza Warty. Stabilna faza wezbrań roztopowych przypada na nich na okres wiosenny (III-IV) i zimowo-wiosenny (II-IV). Okres wystąpienia I_{max} na rzekach pozostałych regionów kraju jest względnie stabilny - zimowo-wiosenny (XII-III, II-IV), a na obszarach górskich wiosenny (III-IV) lub wiosenno-letni (IV-VII). Najmniej regularne jest pojawianie się I_{max} (typ względnie niestabilny), z wiosennym (III-IV) lub zimowo-wiosennym (I-IV) okresem wezbrań jedynie na rzekach w dorzeczu Bobru (Czarny Potok, Kamienica) oraz na Sole i Skawie w dorzeczu Wisły.



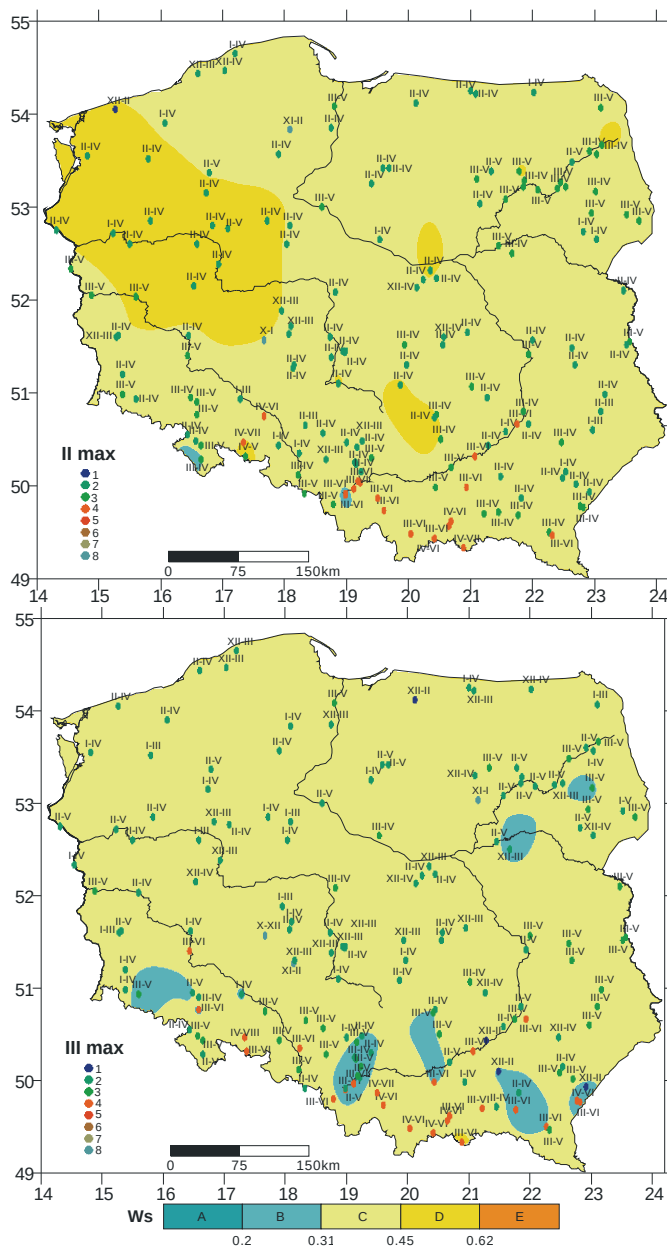
Rys. 2. Stabilność I maksimum przepływów miesięcznych:

Ws – współczynnik stabilności. Charakter reżimu: A – niestabilny, B – względnie niestabilny, C – względnie stabilny, D – stabilny, E – silnie stabilny. Okres wystąpienia I maksimum: 1 – zima, 2 – zima/wiosna, 3 – wiosna, 4 – wiosna/lato, 5 – lato, 6 – lato/jesień, 7 – jesień, 8 – jesień/zima.

Fig. 2. Stability of I maximum monthly flows:

Ws – stability coefficient. Regime character: A – unstable, B – relatively unstable, C – relatively stable, D – stable, E – very stable. Period of occurrence of I maximum: 1 – winter, 2 – winter/spring, 3 – spring, 4 – spring/summer, 5 – summer, 6 – summer/autumn, 7 – autumn, 8 – autumn/winter.

Stabilność II maksimów jest mniejsza (rys. 3). Stabilnym okresem wystąpienia *II max* charakteryzują się rzeki Pojezierza Poznańskiego i zachodniej części Pojezierza Pomorskiego.

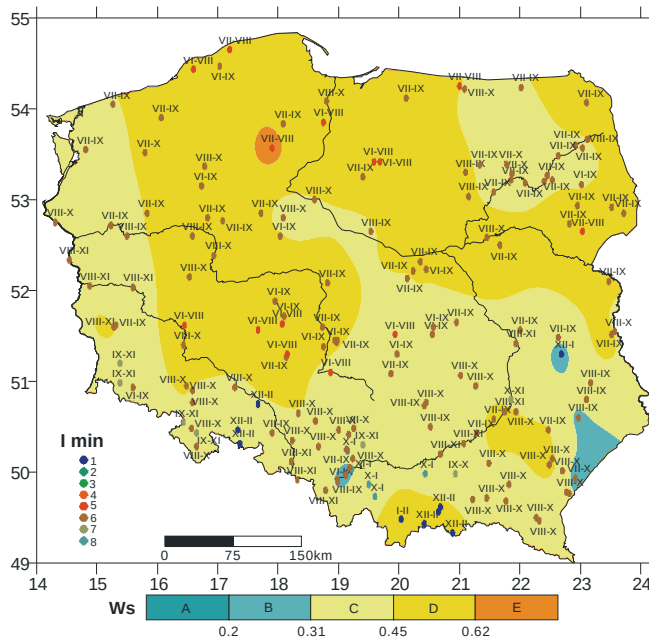


Rys. 3. Stabilność II i III maksimum przepływów miesięcznych. Legenda jak na rysunku 2.

Fig. 3. Stability of II and III maximum monthly flows. Legends as in Figure 2.

Okres *II max* większości pozostałych rzek jest jedynie względnie stabilny. Faza wezbrań reżimu polskich rzek, wyrażona *III max* jest przeważnie względnie stabilna, a stabilna tylko w przypadku Popradu. Względnie niestabilnym okresem *III max* charakteryzują się rzeki górskie: lokalnie w Sudetach i Przedgórzu Sudeckim (Kamienica, Strzegomka, Oława) oraz Karpatach i Pogórzu Karpackim (Raba, Wisłok, Osława, San, Wisznia, Wiara).

Regularność pojawiania się fazy niżówek na rzekach w Polsce jest mniejsza niż wezbrań. Na większości rzek pierwsze minimum pojawia się najczęściej w okresie letnim (VI-VIII) i letnio-jesiennym (VII-IX) – rys. 4. Późniejszy termin *I min* obserwuje się na rzekach na południu kraju: na Kwisie, Czarnym Potoku, Ścinawce, Białej w okresie jesiennym (IX-XI), na Skawie i Rabie w okresie jesienno-zimowym (X-I), a na Białej Głucholskiej, Nysie Kłodzkiej poniżej ujścia Białej Głucholskiej, Dunajcu, Popradzie i Bystrzycy (profil Sobianowice) w okresie zimowym (XII-II).

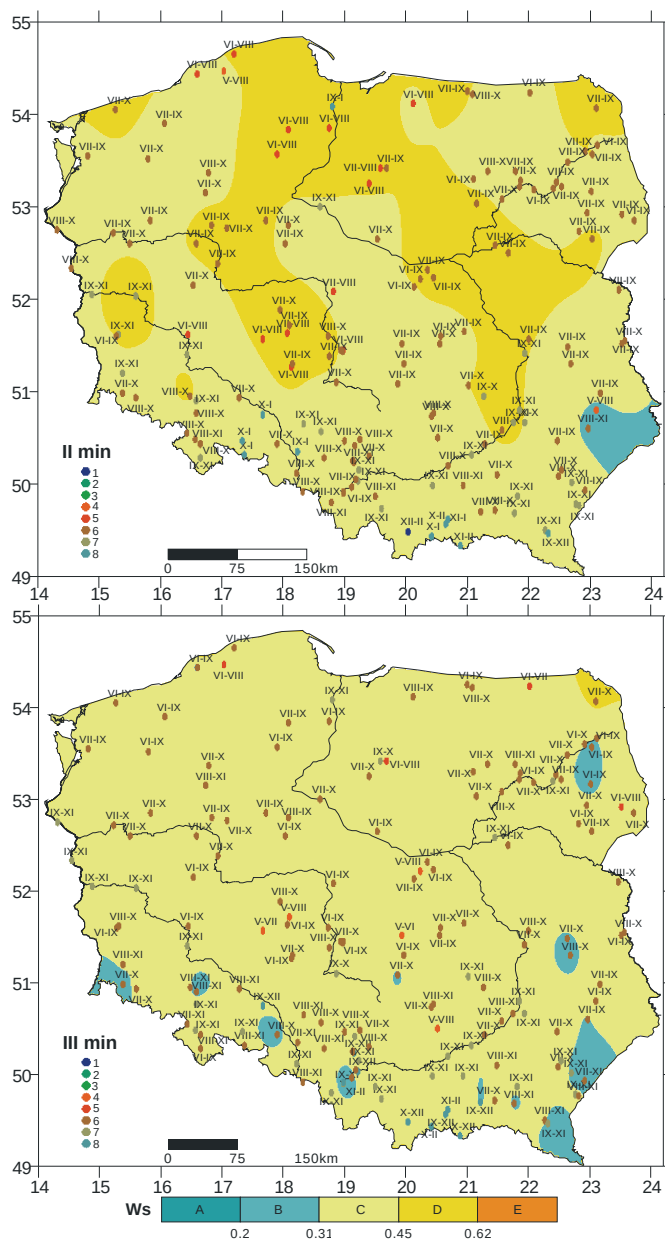


Rys. 4. Stabilność I minimum przepływów miesięcznych. Legenda jak na rysunku 2.

Fig. 4. Stability of I minimum monthly flows. Legends as in Figure 2.

Stabilność fazy niżówek największa jest w środkowej części dorzecza Warty i górnej części dorzecza Wisły. Stabilnym okresem niżówkowym charakteryzują się też rzeki wschodniej części Pojezierza Pomorskiego, rzeki Pojezierza Mazurskiego z wyjątkiem części środkowej, a na południu kraju rzeki w dorzeczu Dunajca. Pozostałe rzeki cechuje zwykle jedynie względnie stabilny termin *I min*. Względnie niestabilne minima występują na rzekach w południowo-wschodniej części kraju: *I min* na Bystrzycy, Wieprzu, Wiszni, *II min* na Wieprzu, Łabuńce, a *III min* na Wieprzu,

Bystrzycy, Wiszni i Sanie. Względnie niestabilnym III minimum charakteryzują się także niektóre rzeki Przedgórza Sudeckiego (Czary Potok, Bystrzyca, Biała), a na północnym wschodzie Supraśl i Brzozówka (rys. 5).



Rys. 5. Stabilność II i III minimum przepływów miesięcznych. Legenda jak na rysunku 2.

Fig. 5. Stability of II and III minimum monthly flows. Legends as in Figure 2.

Termin fazy niżówek (I, II i III minimów) na większości rzek jest podobny i przypada na okres letnio-jesienny lub letni. Jedynie na rzekach górskich jest odmiennie. Pierwsze minima występują na nich zimą (XII-II), a drugie i trzecie wcześniej w okresie jesienno-zimowym (X-II).

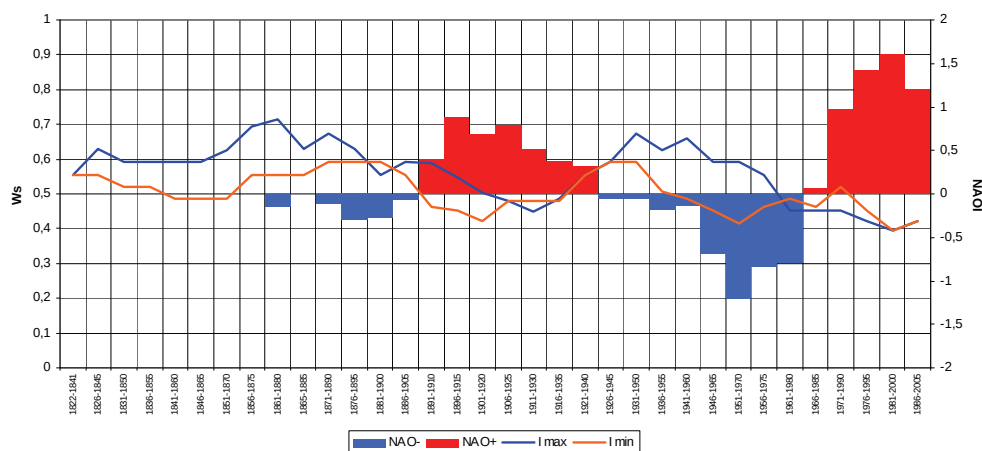
WIELOLETNIA ZMIENNOŚĆ WSPÓŁCZYNNIKA STABILNOŚCI

Na regularność występowania fazy wezbrań i niżówek wpływają zarówno czynniki naturalne, jak i działalność człowieka. Wśród czynników naturalnych najważniejsze są warunki środowiskowe zlewni. Specyficzne właściwości zlewni decydują o odmiennych warunkach kształtowania odpływu, a zatem i cechach jego reżimu. Stąd rzeki w obrębie jednego regionu charakteryzują się często odmiennymi cechami reżimu odpływu. Na odrębność prawidłowości zmienności odpływu wpływa również działalność człowieka (budowa zbiorników retencyjnych, kanalizacja rzek, zmiany pokrycia i użytkowania zlewni itp.). Przyczyn destabilizacji cech reżimu rzek należy upatrywać także w zmianach warunków klimatycznych. Na zmiany elementów meteorologicznych np. wysokości opadów atmosferycznych i temperatury powietrza wpływa natężenie makroskalowych typów cyrkulacji atmosfery, takich jak Oscylacja Północnoatlantycka. W pracy postanowiono zbadać czy zmiany natężenia NAO wpływają na stabilność wystąpienia fazy wezbrań i niżówek. Analizie poddano najdłuższą w Polsce serię miesięcznych przepływów (Warty w profilu Poznań) z lat 1822-2005. Współczynniki stabilności 6 zmiennych opisujących fazę wezbrań i niżówek obliczono dla 34. 20-letnich okresów z przesunięciem o 5 lat. Podobnie obliczono średnie 20-letnie wartości zimowego indeksu NAO.

W analizowanym wieloleciu wysokie wartości współczynników stabilności fazy wezbrań (*I max*) na Warcie wyraźnie zaznaczają się w dwóch okresach: pierwszy w latach 1822-1895, a drugi w latach 1935-1970 (rys. 6). Stabilny i silnie stabilny termin fazy wezbrań przypada wówczas na miesiące III-IV lub II-IV. Niższa jest stabilność wezbrań w latach 1901-1935 i po roku 1970. Stabilne i względnie stabilne okresy wezbrań obserwowane są wówczas wyraźnie wcześniej i trwają dłużej (XII-III i I-III, IV). Okres niżówkowy wyrażony terminem wystąpienia *I min* jest na Warcie zazwyczaj stabilny, ale wartości współczynnika stabilności nieznacznie zmieniają się. Wyższą stabilność *I min*, który przypada zwykle na miesiące VII-IX, obserwuje się w II połowie XIX wieku oraz w latach 1931-1950. Mniej regularny jest termin wystąpienia *I min* w latach 1901-1930 oraz po roku 1950, a przypada on wówczas zwykle na okres VI-IX.

W przebiegu wskaźnika NAO w latach 1901-2000 obserwuje się wahania o różnicowanym czasie trwania. Przypuszcza się, że mogą one odtwarzać przebieg tak zwanych epok cyrkulacyjnych. W ubiegłym stuleciu wyróżnia się trzy tzw. „epoki cyrkulacyjne NAO”: pierwsza epoka (lata 1900-1929) i trzecia (lata 1971-1995) charakteryzują się dodatnimi wartościami średniego wskaźnika NAO. Natomiast rozdzielając je okres 1930-1970, to druga epoka cyrkulacyjna z ujemną wartością śred-

niego wskaźnika NAO (Marsz, 1999). W pewnym uproszczeniu tendencje zmian wskaźnika NAO widoczne są na rysunku nr 6. Zmiany współczynników stabilności, zwłaszcza I_{max} wyraźnie nawiązują do epok cyrkulacyjnych NAO. W pozytywnej fazie NAO_{DJFM} w czasie cieplejszej zimy, okres pojawiania się wezbrań przesuwają się na miesiące zimowe stąd termin wystąpienia I_{max} jest mniej regularny. Natomiast w negatywnej fazie NAO_{DJFM} , po śnieżnej i mroźnej zimie, termin wezbrań roztopowych jest późniejszy i bardziej stabilny.



Rys. 6. Zmiany wysokości współczynników stabilności I maksymalnego (I_{max}) i I minimalnego (I_{min}) średniego przepływu miesięcznego Warty (profil Poznań) oraz zimowego indeksu NAO Hurrella w okresach 20-letnich z przesunięciem o 5 lat.

Fig. 6. Changes in the coefficients of stability of the I maximum (I_{max}) and I minimum (I_{min}) mean monthly river flows (Warta at Poznań) and Hurrell's winter NAO index in 20-year periods with a 5-year overlap.

PODSUMOWANIE

Stabilność wystąpienia fazy wezbrań i niżówek na polskich rzekach wykazuje dość charakterystyczne przestrzenne zróżnicowanie, wynikające zarówno z warunków środowiska przyrodniczego zlewni, jak i działalności człowieka. Przyczyn destabilizacji analizowanych cech reżimu rzek należy upatrywać również w zmianach warunków klimatycznych wywołanych między innymi zmiennym natężeniem makroskalowych typów cyrkulacji takich jak Oscylacja Północnoatlantycka. Zmienność współczynników stabilności okresów występowania I_{max} i I_{min} w latach 1822–2005 rzeki Warty w profilu Poznań wyraźnie nawiązuje do przebiegu wyróżnionych przez A. Marsza (1999) tak zwanych epok cyrkulacyjnych NAO. W czasie cieplejszych zim w pozytywnej fazie NAO_{DJFM} obserwuje się większą zmienność zasilania roztopowego i wcześniejsze kulminacje wezbrań, co prowadzi do zmniejszenia stabilności wystąpienia ich terminu. Wpływ zmian natężenia NAO_{DJFM} na stabilność fazy niżówek letnio-jesiennych, ze względu na ich genezę, jest wyraźnie słabszy.

SUMMARY

STABILITY OF THE RIVER FLOW REGIME IN POLAND

An important trend in the contemporary research on environmental change is the detection of changes in the hydrological cycle at the global, regional and local scales. Especially pertinent issues are those of the seasonality of river flow, accessibility and volume of water resources, their permanence, and the predictability and stability of the hydrological regime. The article presents an assessment of the stability of the river flow regime in Poland. The stability is defined as the regularity of occurrence of low- and high-water stages in the year as expressed by six descriptive variables: the first, second and third maximum and minimum values of mean monthly flows in the year (*I max*, *II max*, *III max* in a high-water stage and *I min*, *II min*, *III min* in a low-water stage) (Corbus, Stanescu, 2004) – Tab. 1 and 2. An analysis was made of 168 series of monthly river flows in Poland from the years 1951-2000 – Fig. 1. To determine changes in the stability coefficient, use was made of the longest series of monthly flows on the Warta in Poznań from the years 1822-2005. The coefficient of stability of the occurrence of low- and high-water stages displays fairly characteristic spatial differences resulting from both, environmental conditions and human activity (Figs. 2 to 5). The causes of the destabilisation of the river regime features under analysis also lie in changes in the climatic conditions brought about, among other things, by the variable intensity of such macro-scale circulation types as the North Atlantic Oscillation (NAO). Variations in the coefficient of stability of the occurrence of *I max* and *I min* on the Warta in the Poznań profile over the years 1822-2005 show a clear connection with the pattern of so-called NAO circulation periods distinguished by A. Marsz (1999) – Fig. 6.

LITERATURA

- BEDNORZ E., 2009: *Wpływ sytuacji barycznych na występowanie pokrywy śnieżnej na obszarach nizinnych środkowej Europy*. Seria Geografia 82. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań. 129 s.
- CORBUS C., STANESCU V.A., 2004: *The Stability Of The Hydrological Regimes: A Hydroecological Descriptor Of River Life.*, Conference on Water Observation and Information System for Decision Support. Ohrid, Macedonia (ffp-50-120.pdf).
- FALARZ M., 2007: *Snow cover variability in Poland in relation to the macro- and mesoscale atmospheric circulation in the twentieth century*. International Journal of Climatology, 27. s. 2069-2081.
- HURRELL J.W., 1995: *Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation*. Science, 269. s. 676-679.
- KACZMAREK Z., 2002: *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na przepływy rzek europejskich*. [w:] Marsz A., Styszyńska A., (red.): *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Akademia Morska w Gdyni, Gdynia. s. 163-172.
- KACZMAREK Z., 2003: *The Impact Climate Variability on Flood Risk in Poland*. Risk Analysis, 23. s. 559-566.
- KOŻUCHOWSKI K., DEGIRMENDŽIĆ J., 2002: *Wskaźniki cyrkulacji a temperatura powietrza w Polsce*. [w:] Marsz A., Styszyńska A., (red.): *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Akademia Morska w Gdyni, Gdynia. s. 111-128.

- LIMANÓWKA D., NIECKARZ Z., POCIASK-KARTECZKA J., 2002: The North Atlantic Oscillation impact on hydrological regime in Polish Carpathians. [w:] *Interdisciplinary Approaches in Small Catchment Hydrology: Monitoring and Research*. FRIEND International Conference, Demanovska Dolina. s. 132-135.
- MARSZ A., 1999: *Oscylacja Północnoatlantycka a reżim termiczny zim na obszarze północno-zachodniej Polski i polskim wybrzeżu Bałtyku*. Przegląd Geograficzny, 71, 3. s. 225-245.
- MARSZ A., 2001: *Stan termiczny Północnego Atlantyku a reżim termiczny zim na polskim wybrzeżu Bałtyku*. Wyższa Szkoła Morska w Gdyni, Gdynia. 107 s.
- MARSZ A., STYSZYŃSKA A., 2001: *Oscylacja Północnego Atlantyku a temperatura powietrza nad Polską*. Wyższa Szkoła Morska w Gdyni, Gdynia. 101 s.
- MARSZ A., ŻMUDZKA E., 1999: *Oscylacja Północnego Atlantyku a długość okresu wegetacyjnego w Polsce*. Przegląd Geofizyczny, 44, 4. s. 199-210.
- POCIASK-KARTECZKA J., MILANÓWKA D., NIECKARZ Z., 2002-2003: *Wpływ oscylacji północnoatlantyckiej na przepływy rzek karpaccich (1951-2000)*. Folia Geographica, series Geographica-Physica, 33-34. s. 89-104.
- PRZYBYLAK R., WÓJCIK G., MARCINIAK K., 2003: *Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej i Arktycznej na warunki termiczne chłodnej pory roku w Polsce w XVI-XX wiekach*. Przegląd Geofizyczny, 48. s. 61-74.
- STYSZYŃSKA A., 2001: *Oscylacja Północnego Atlantyku a opady na obszarze Polski*. Prace i Studia Geograficzne, 29. s. 232-241.
- STYSZYŃSKA A., 2002: *Związki między przepływem Warty w Poznaniu a zimowymi wskaźnikami NAO w okresie 1865-2000*. [w:] Marsz A., Styszyńska A., (red.): *Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski*. Akademia Morska w Gdyni, Gdynia. s. 173-180.
- STYSZYŃSKA A., TAMULEWICZ J., 2004: *Warta river discharges in Poznań and atmospheric circulation in the North Atlantic region*. Quaestiones Geographicae, 23. s. 63-81.
- WIBIG J., 2001: *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na rozkład przestrzenny anomalii temperatury i opadów w Europie*. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź. 208 s.
- WRZEŃSKI D., 2008: *Impact of the North Atlantic Oscillation on river runoff in Poland*. IWRA 13th World Water Congress Montpellier, France, 1-4 September
http://wwc2008.msem.univ-montp2.fr/resource/authors/abs217_article.pdf

Dr Dariusz Wrzeński

darwrze@amu.edu.pl
Uniwersytet A. Mickiewicza
ul. Dąbrowskiego 27
61-680 Poznań