GOSPODAROWANIE WODĄ
W WARUNKACH
ZMIENIEJĄCEGO SIĘ ŚRODOWISKA

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
TOM 1

GOSPODAROWANIE WODĄ W WARUNKACH ZMIENIEJĄCEGO SIĘ ŚRODOWISKA

redakcja
Włodzimierz Marszelewski

Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Wydział Nauk o Ziemi
Uniwersytetu Mikołaja Kopernika
Toruń 2012

RECENZENCI

Prof. dr hab. Adam Choiński, UAM, Poznań
dr hab. Tadeusz Ciupa, Prof. UJK, Kielce
dr hab. Stanisław Czaja, Prof. UŚ, Sosnowiec
Prof. dr hab. Paweł Jokiel, UŁ, Łódź
Prof. dr hab. Jacek Kubiak, ZUT, Szczecin
dr hab. Włodzimierz Marszelewski, Prof. UMK, Toruń
Prof. dr hab. Zdzisław Michalczyk, UMCS, Lublin
Prof. dr hab. Joanna Pociask-Karteczka, UJ, Kraków
dr hab. Mariusz Rzętała, Prof. UŚ, Sosnowiec
dr hab. Rajmund Skowron, UMK, Toruń
Prof. dr hab. inż. Andrzej Szczepański, AGH, Kraków

projekt okładki
Tomasz Jaroszewski

Publikacja dofinansowana przez Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego

ISBN 978-83-62089-25-3

Druk: Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika

SPIS TREŚCI

Adam Bartnik, Przemysław Tomalski
Zróżnicowanie równowagi hydrodynamicznej wód podziemnych i powierzchniowych w dolinie małej rzeki miejskiej (na przykładzie Sokołówki – Łódź) 7

Maria Baścik
Historia i perspektywy ochrony źródeł wyżyn Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej 21

Tomasz Bryndal
Sieć rzeczna małych zlewni Pogórzy Strzyżowskiego, Dynowskiego i Przemyskiego w świetle praw Hortona i Schumma – implikacje dla modelowania hydrologicznego przepływu 39

Roman Cieśliński
Rozmieszczenie i rodzaje wypływów wód podziemnych w dorzeczach rzek województwa pomorskiego na mapach hydrograficznych Polski w skali 1:50000 51

Tadeusz Ciupa, Roman Suligowski, Tadeusz Biernat
Stan, zagrożenia i ochrona małych cieków na obszarze miasta Kielce 63

Marcin Gorączko
Przebieg i skutki wezbrań na Wiśle w rejonie Bydgoszczy w latach 2010-2011 75

Katarzyna Kubiak-Wójcicka
Charakterystyka niżówek na Wiśle w Toruniu 85

Włodzimierz Marszelewski, Adam Piasecki
Wpływ opadów atmosferycznych na funkcjonowanie centralnej oczyszczalni ścieków w Toruniu – wyniki wstępne 95

Zdzisław Michalczyk, Stanisław Chmiel, Sławomir Głowacki, Krzysztof Siwek, Joanna Sposób
Spływ powierzchniowy z obszaru Lublina w czerwcu 2011 roku..... 111

Małgorzata Struk, Marek Ruman, Damian Absalon
Zbiorniki zaporowe na świecie – renesans czy schyłek istnienia ? 125

Janusz Siwek
Zawartość azotanów(V) w wodach źródeł na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej 147

Urszula Somorowska, Izabela Piętka
Projekcja zmian ustroju hydrologicznego w skali zlewni w warunkach fluktuacji klimatycznych 159

Jacek Szczepiński
Wykorzystanie programu Modflow w ocenie wzajemnego oddziaływania wód podziemnych i powierzchniowych 173

Przemysław Tomalski
Sezonowość wybranych charakterystyk fizykochemicznych wód podziemnych w dolinie małej rzeki miejskiej na przykładzie Sokołówki (Łódź) 187

Edmund Tomaszewski
Pora koncentracji suszy hydrologicznej w zlewniach nizinnych 201

Anna Wolanin, Łukasz Pęksa
Przestrzenne zróżnicowanie odpływu w sezonie zimowym 2011/2012 w zlewniach Tatrzańskiego Parku Narodowego 219

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Adam Bartnik, Przemysław Tomalski

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych
Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej
ul. Narutowicza 88, 90–139 Łódź
e-mail: abartnik@geo.uni.lodz.pl; tomalski@uni.lodz.pl

ZRÓŻNICOWANIE RÓWNOWAGI HYDRODYNAMICZNEJ WÓD PODZIEMNYCH I POWIERZCHNIOWYCH W DOLINIE MAŁEJ RZEKI MIEJSKIEJ (NA PRZYKŁADZIE SOKOŁÓWKI – ŁÓDŹ)

SPATIAL DIVERSITY OF THE HYDRODYNAMICS EQUILIBRIUM OF GROUNDWATER AND SURFACE WATER IN SMALL URBAN RIVER VALLEY (SOKOLOVKA CASE STUDY – ŁODZ)*

Streszczenie: W artykule przedstawiono wyniki badań wód podziemnych w dolinie Sokołówki w Łodzi przeprowadzonych w okresie od maja 2008 do marca 2012. W dolnej części zlewni, mniej przekształconej przez człowieka, kontakty wód powierzchniowych z podziemnymi mają charakter naturalny. W części środkowej widoczne są zmiany układu wód podziemnych powodowane przez działalność człowieka. Wyrażają się one m.in. występowaniem wtórnego maksimum położenia zwierciadła wody podziemnej (głównie w styczniu), związanego ze śródzimowymi roztopami. Statystycznie istotna tendencja do wzrostu położenia zwierciadła wody podziemnej została stwierdzona tylko w jednym piezometrze reprezentującym poziom wodonośny nie związany prawdopodobnie z wodami występującymi w dolinie cieku.

Słowa kluczowe: wody podziemne, kontakty hydrauliczne, wahania sezonowe

Summary: In the article there are shown the results of the research on the groundwater in the valley of Sokolovka in Łódź, which was conducted between May 2008 and March 2012. There are natural character of contacts between surface waters and groundwater in the low part of the river, which is less transformed by the human. In the middle course of the river the hydraulic contacts are unsettled by anthropopressure. There is a natural character of the seasonal fluctuations of groundwater in the low part of the catchment. In the rest of the area there are some transformations of these natural course of groundwater

* Artykuł opracowano w ramach projektu *Ministerstwa* Nauki i Szkolnictwa Wyższego (NCN – N 306 073340).

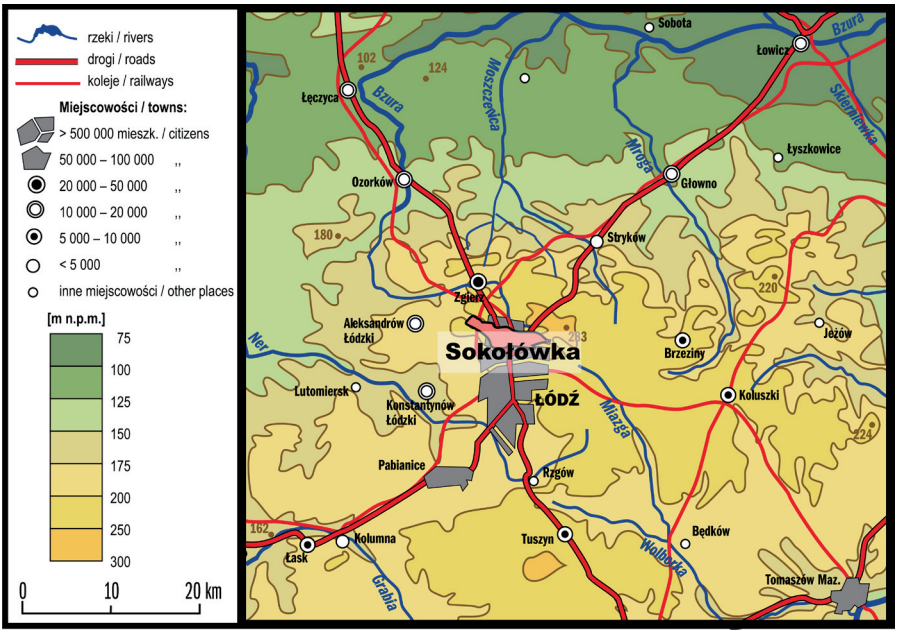
table changes due to anthropopressure. These changes are expressed by secondary maximum of groundwater level (especially in January) inducted by inter-winter melts. There is only one piezometer with statistically significant increase of groundwater table. It represents aquifer which is probably not associated with alluvial groundwater.

Key words*:* groundwater, hydraulic contacts, seasonal fluctuations

Wprowadzenie i obszar badań

Warunki występowania wód podziemnych na obszarach zurbanizowanych są bardzo zróżnicowane. Powszechnie uważa się, iż ze względu na duży udział powierzchni uszczelnionych oraz funkcjonowanie sieci kanalizacji deszczowej zwierciadło wód gruntowych jest wyraźnie obniżone w stosunku do swego pierwotnego, naturalnego położenia (Hiscock 2008). W związku z tym rzeki często tracą kontakt hydrauliczny z wodami podziemnymi i zamiast drenować zbiorniki wód podziemnych mogą zacząć je nawadniać, co skutkuje wyraźnym zmniejszeniem odpływu podziemnego w stosunku do zlewni quasi-naturalnych (Nowicka 2002). W przypadku cieków zanieczyszczonych skutkuje to często skażeniem wód aluwialnych i całej doliny rzecznej. Problem ten dotyczy zwłaszcza małych cieków, które słabo rozcinają powierzchnię terenu i zasilane są tylko z płytko położonych poziomów wodonośnych. W związku z możliwymi zmianami warunków występowania wód podziemnych na obszarze miasta autorzy postanowili zbadać interakcje między wodami powierzchniowymi i poziomami wodonośnymi w dolinie Sokołówki. Starali się również określić dynamikę zwierciadła wód podziemnych w zależności od położenia piezometru ujmującego wody podziemne.

Zlewnia Sokołówki położona jest niemal w całości na obszarze Łodzi. Rzeka bierze swój początek w północno-wschodniej części miasta w okolicy byłej wsi Różki i płynie mniej więcej równoleżnikowo uchodząc do Bzury tuż poza granicami miasta. Obserwowana przez Katedrę Hydrologii i Gospodarki Wodnej Uniwersytetu Łódzkiego zlewnia zajmuje powierzchnię 19,21 km^2 (Bartnik i in. 2008; ryc 1). Górną i środkową jej część budują gliny zwałowe, dolną zaś – piaski wodnolodowcowe. Na znacznej części zlewni osady te przykryte są warstwą „osadów antropogenicznych" ograniczających odnawialność zasobów wód podziemnych. Obszary zurbanizowane zajmują w zlewni 47% powierzchni, lasy i parki – 19%, a użytki rolne – 23%. Zabudowa koncentruje się w środkowej i górnej części, podczas gdy najmniej przekształcone obszary użytkowane rolniczo – w dolnej (ryc. 2).



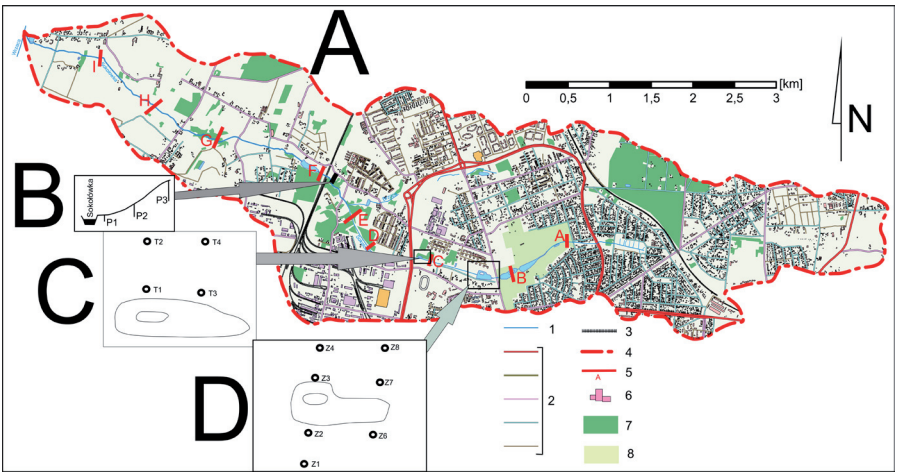
Ryc. 1. Lokalizacja zlewni Sokołówki (Bartnik i in. 2008)
Fig. 1. Location of the Sokolovka catchment (Bartnik et al 2008)

Metody

Kartowanie położenia zwierciadła wód podziemnych w dolinie Sokołówki zostało przeprowadzone w okresie od maja do lipca oraz w listopadzie 2011 r. Pomiary prowadzono przy pomocy świstawki hydrogeologicznej w punktach wierceń wykonanych świdrami geologicznymi wzdłuż przekrojów kontrolnych zaznaczonych na ryc. 2A (przekroje od A do I). Transekty koncentrują się w środkowej i dolnej części zlewni, tam gdzie możliwe było wykonanie odwiertów. W niektórych miejscach wiercenie sięgające zwierciadła wody podziemnej nie było to możliwe, gdyż pod cienką warstwą gleby znajdował się tzw. „narzut antropogeniczny" (gruz, pokruszone płyty betonowe itp.).

Analizy sezonowej i wieloletniej zmienności położenia zwierciadła wód podziemnych w dolinie Sokołówki dokonano w oparciu o niemal 4-letnie ciągi obserwacji prowadzonych w trzech rejonach zlewni. Zaznaczono je na ryc. 2 jako ramki B, C i D. W przypadku dwóch ostatnich, analizowano serie głębokości wody w piezometrach znajdujących się w otoczeniu stawów „Teresy" (ryc. 2C)

i „Zgierska" (ryc. 2D). Piezometry w okolicy ul. Liściastej (rys. 2B) tworzą linię prostopadłą do koryta Sokołówki, przy czym punkt położony najwyżej (P3) stanowi studnia gospodarska. Poza analizowanymi tu pomiarami głębokości zwierciadła wody, we wszystkich przypadkach prowadzono również obserwacje podstawowych parametrów fizyko-chemicznych wód podzieniych. Wyniki tych pomiarów będą jednak przedmiotem odrębnych analiz i opracowań.



Ryc. 2. Lokalizacja przekrojów hydrogeologicznych i piezometrów pomiarowych (Bartnik i in. 2008)

A – lokalizacja przekrojów i piezometrów pomiarowych na tle użytkowania terenu w zlewni Sokołówki, 1 – rzeki, 2 – drogi, 3 – koleje, 4 – dział wodny, 5 – przekroje hydrogeologiczne, 6 – budynki, 7 – lasy, 8 – parki; B – lokalizacja piezometrów w okolicy ulicy Liściastej; C – lokalizacja piezometrów w okolicy zbiornika „Teresy"; D – lokalizacja piezometrów w okolicy zbiornika „Zgierska".

Fig. 2. Location of hydrogeological cross-sections and piezometers (Bartnik et al 2008)

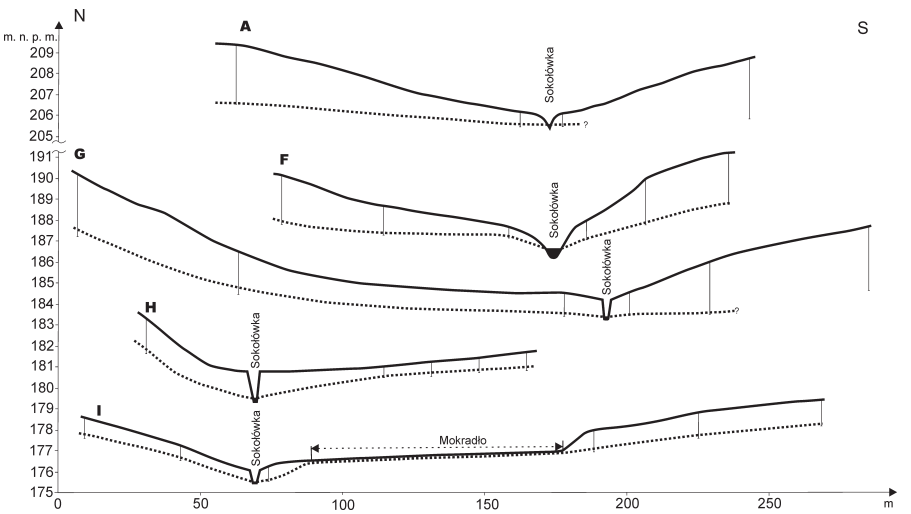
A – location of hydrogeological cross-sections and piezometers on the basis of land use in Sokołówka catchment, 1 – rivers, 2 – roads, 3 – railway, 4 – watershed, 5 – hydrogeological cross-sections, 6 – buildings, 7 – forests, 8 – parks; B – location of the piezometers nearby Liściasta street; C – location of the piezometers nearby "Teresy" pond; D – location of the piezometers nearby "Zgierska" pond.

Wyniki

Kontakty wód powierzchniowych z podziemnymi

W centralnej Polsce zwierciadło wody podziemnej w warunkach naturalnych, bądź quasi-naturalnych, w większości przypadków posiada kontakt z wodami rzecznymi. Poziomy wodonośne drenowane są przez cieki, co zobrazowane jest na przekroju hydrogeologicznym nachyleniem zwierciadła wody podziemnej w kierunku cieku. W przypadku Sokołówki układ taki występuje w pięciu z dziewięciu analizowanych transektów zlokalizowanych przeważnie w dolnej, mniej

zurbanizowanej części zlewni (ryc. 3). Mniejsza presja wywierana przez człowieka na wody podziemne powoduje, że ich zwierciadło kształtuje się w miarę naturalnie. Ciekawe jest, że również najwyżej położony transekt (A na ryc. 2 i 3), w miejscu gdzie zmiany w utworach przypowierzchniowych i w użytkowaniu terenu są znaczne, charakteryzuje się także naturalnym ukształtowaniem zwierciadła wody podziemnej. Znajduje się on w Parku im. A. Mickiewicza, którego otoczenie stanowi osiedle domów jednorodzinnych. W obszarze zabudowy willowej natężenie infiltracji jest jeszcze względnie duże. Koresponduje to z wynikami uzyskanymi przez Brechteľa dla niżu niemieckiego, a przytaczanymi przez Kowalskiego (1987). Według tego autora wskaźnik infiltracji efektywnej (rozumiany jako iloraz infiltracji efektywnej i opadu wskaźnikowego) w rejonie zabudowy względnie luźnej wynosi około 30 %, podczas gdy dla gruntów ornych kształtuje się na poziomie 35–40%.

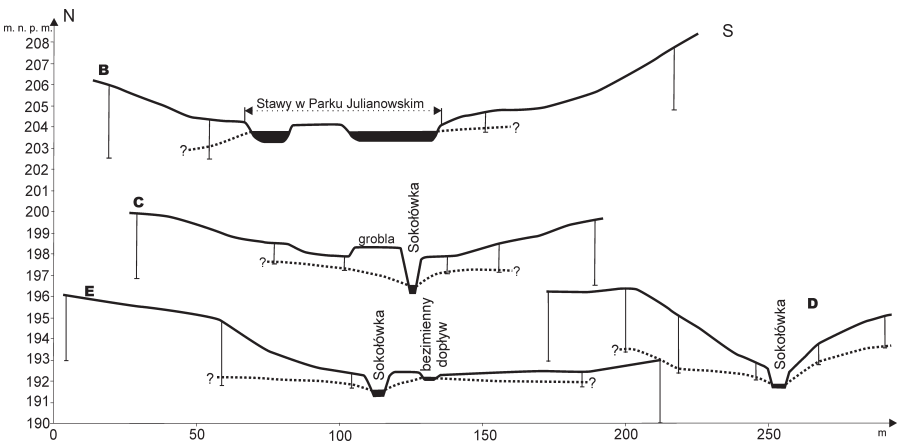


Ryc. 3. Przekroje hydrogeologiczne przez dolinę Sokołówki o quasi-naturalnym ukształtowaniu zwierciadła wody podziemnej

Fig. 3. Hydrogeological cross-sections of Sokolovka valley with quasi-natural shape of groundwater table

W dolinie Sokołówki zlokalizowano również miejsca, w których dobrze widoczny jest wpływ człowieka na ukształtowanie zwierciadła wody gruntowej. Dotyczy to zwłaszcza środkowej części zlewni, gdzie przekształcenie środowiska jest najsilniejsze (nie uwzględniając górnego, nie objętego badaniami, odcinka

rzeki; ryc. 4). W większości przypadków ukształtowanie zwierciadła wody podziemnej w bezpośrednim sąsiedztwie cieku wygląda tu naturalnie jednak w miarę oddalania się od rzeki zauważalne jest wyraźne jego obniżanie (transekty C, D i E na ryc. 4). W przypadku przekroju hydrogeologicznego w okolicy ulicy Zgierskiej (transekt B) dochodzi nawet do ucieczki wody z parkowych stawów, zbudowanych na Sokołówce, do wód podziemnych. Jest to o tyle ciekawa sytuacja, że północny, prawy brzeg rzeki jest w tym miejscu relatywnie słabo uszczelniony. Na lewym, południowym brzegu rzeki, przekształcenia są większe, a mimo to w sąsiedztwie jednego ze stawów, funkcjonuje źródło ascensyjne. Na ukształtowanie zwierciadła wody podziemnej w tym przekroju większy wpływ może mieć budowa geologiczna. Południowy brzeg tworzą bowiem piaski i żwiry wodnolodowcowe, podczas gdy na północnym brzegu w sąsiedztwie cieku istnieją relatywnie płytko położone gliny zwałowe. Nawiercono je na 2,5 m p.p.t. w otworze położonym w tym przekroju najdalej na północ. Zbiornik wód podziemnych jest w tym miejscu najwyraźniej mało zasobny i funkcjonuje tylko okresowo, gdyż w momencie wiercenia (listopad 2011 roku) nie był zawodniony. Jest to zgodne z poglądami Jokiela i Maksymiuka (1993), którzy wśród przeobrażeń stosunków wodnych obszaru Łodzi wskazywali między innymi na zanik bądź obniżenie poziomu zwierciadła w wielu czwartorzędowych poziomach wodonośnych.



Ryc. 4. Przekroje hydrogeologiczne przez dolinę Sokołówki o zmienionym przez człowieka ukształtowaniu zwierciadła wody podziemnej.

Fig. 4. Hydrogeological cross-sections by Sokolovka valley with human-changed shape of groundwater table

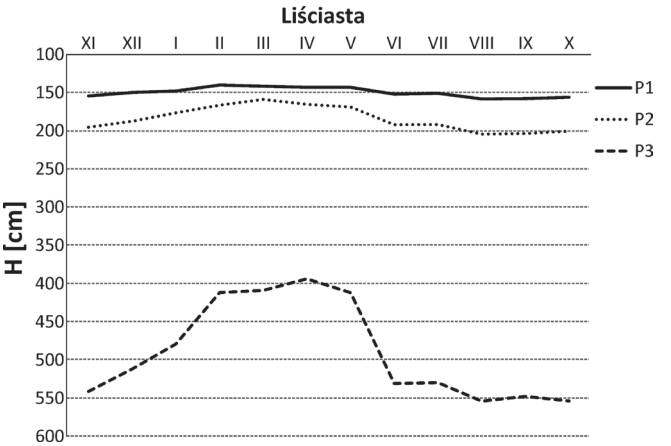
W pozostałych przypadkach zwierciadło wód podziemnych nachylone jest w kierunku cieku, a więc Sokołówka drenuje warstwę wodonośną. Najwyższe

rzędne zwierciadło osiąga jednak już w obrębie terasy, a kilkadziesiąt metrów od rzeki ponownie się obniża. Szczególnie dobrze taką sytuację ilustrują przekroje hydrogeologiczne odpowiadające transektom C i E (ryc. 4). Najwyższe położenie zwierciadła w obrębie terasy związane jest z jej relatywnie małym przekształceniem przez człowieka, a co za tym idzie większą przepuszczalnością utworów powierzchniowych. W miarę oddalania się od cieku wzrasta udział powierzchni zabudowanych (a więc także uszczelnionych), a infiltracja efektywna maleje. Zakłócony zostaje zatem naturalny schemat dostawy wody do rzeki z poziomów wodonośnych położonych na wysoczyźnie. Wody podziemne z sąsiedztwa cieków zasilają więc nie tylko wody powierzchniowe, ale także dalej od rzeki położone fragmenty zbiorników wód podziemnych, pozbawione naturalnego zasilania poprzez infiltrację wód opadowych. Prowadzi to zapewne do zmniejszenia odpływu podziemnego. Dla małych rzek okolic Łodzi wynosi on od niespełna 3 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ do ponad 6 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (Jokiel, Tomalski 2005). Dla Sokołówki wstępne szacunki wskazują, że w profilu zamykającym zlewnię badawczą, nie jest on wyższy niż 2 $dm^3s^{-1}km^{-2}$.

Dynamika wód podziemnych

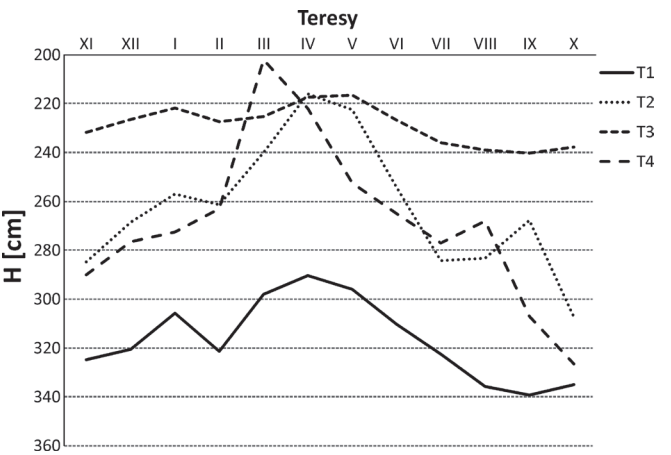
Analizy sezonowej zmienności położenia zwierciadła wody podziemnej w dolinie Sokołówki dokonano dla trzech grup piezometrów (Liściasta, Teresy i Zgierska – ryc. 2B, C, D) na podstawie średnich miesięcznych stanów wody obserwowanych tam w okresie od maja 2008 do marca 2012 r. Warto zwrócić uwagę, iż liczba uwzględnionych pomiarów dla poszczególnych miesięcy różniła się nieco, głównie za sprawą zakończenia monitoringu przed osiągnięciem pełnego, 4-letniego okresu obserwacyjnego. Pomiary w rejonie ulicy Liściastej prowadzono początkowo w reżimie dwutygodniowym, zaś w ostatnim roku – miesięcznym.

Największe wahania wód podziemnych w tym rejonie (ryc. 5) występują w okresie od lutego do kwietnia. Najszybciej wody podziemne osiągają kulminację w najpłytszym piezometrze położonym na terasie rzecznej (P1). W miarę wzrostu przeciętnej głębokości do wody (piezometry P2 i P3) termin kulminacji przesuwa się na kolejne miesiące. Minima przypadają na okres od sierpnia do października. Ten schemat wahań odpowiada reżimowi zasilania roztopowo-odwilżowego wyróżnionego przez Chełmickiego (1991) i typowego według tego autora dla obszaru środkowej i wschodniej Polski.



Ryc. 5. Wahania sezonowe zwierciadła wód podziemnych w okolicach ul. Liściastej.
H – głębokość do zwierciadła wody podziemnej; P1, …, P3 – numery piezometrów

Fig. 5. Seasonal fluctuations of groundwater table nearby Liściasta street.
H – depth to groundwater level; P1, …, P3 – numbers of piezometers

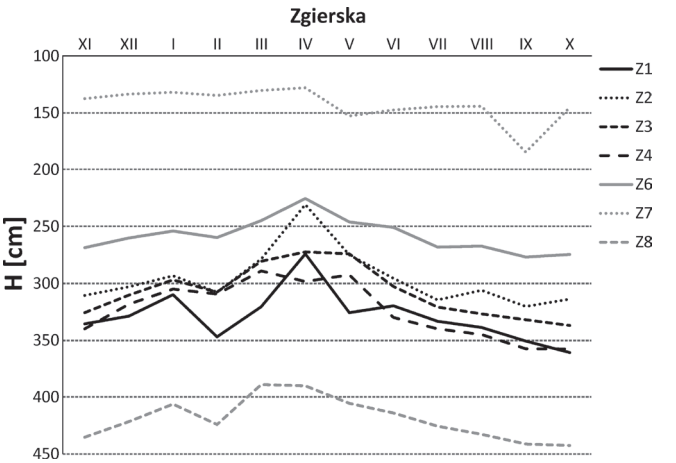


Ryc. 6. Wahania sezonowe zwierciadła wód podziemnych w okolicach zbiornika „Teresy".
H – głębokość do zwierciadła wody podziemnej; T1, …, T4 – numery piezometrów

Fig. 6. Seasonal fluctuations of groundwater table nearby "Teresy" pond.
H – depth to groundwater level; T1, …, T4 – numbers of piezometers

W otoczeniu zbiornika „Teresy" (rys. 6) maksymalne stany zwierciadła wód podziemnych występują od marca do maja, minima zaś – w październiku i listopadzie. Jednakże przebieg wahań w poszczególnych punktach jest tu jednak

bardziej zróżnicowany. We wszystkich piezometrach występują bowiem wtórne maksima. W przypadku położonych w bezpośrednim sąsiedztwie zbiornika (piezometry T1 i T3), pierwsze maksimum występuje tu już w styczniu i związane jest ze śródzimowymi roztopami. Woda w tym czasie szybko dostaje się do cieku siecią kanalizacji deszczowej, a następnie może infiltrować z koryta do wód podziemnych. Proces ten jest w okresie zimowym efektywniejszy niż infiltracja w powierzchni terenu (możliwe przemarznięcie gruntu). Zjawisko to słabnie w miarę oddalania się od koryt cieków (brak lub słaba reakcja w przypadku piezometrów T2 i T4). W okresie ciepłym infiltracja obszarowa jest znacznie wydajniejsza o czym świadczy duża dynamika zmian wypełnienia poziomu wodonośnego w przypadku piezometrów znajdujących się w oddaleniu od cieku (T2 i T4). Równocześnie to tu zaznacza się też wtórne maksimum związane z opadami okresu letniego (maksimum w sierpniu i wrześniu).

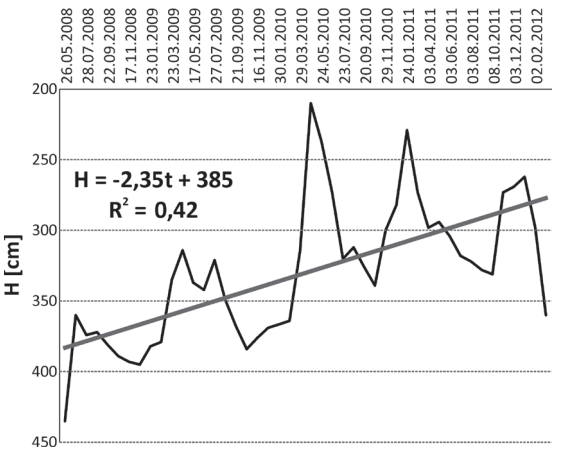


Ryc. 7. Wahania sezonowe zwierciadła wód podziemnych w okolicach zbiornika „Zgierska".
H – głębokość do zwierciadła wody podziemnej; Z1, …, Z8 – numery piezometrów

Fig. 7. Seasonal fluctuations of groundwater table nearby "Zgierska" pond.
H – depth to groundwater level; Z1, …, Z8 – numbers of piezometers

Wahania położenia zwierciadła wód podziemnych w sąsiedztwie drugiego z obserwowanych zbiorników (Zgierska) są nieco zbliżone do obserwowanych w pobliżu stawu Teresy – ryc. 7. Maksima przypadają tu na marzec lub kwiecień, zaś minima – na wrzesień lub październik. Zaznacza się tu również, widoczne niemal we wszystkich piezometrach, wtórne maksimum związane z roztopami śródzimowymi. Brak natomiast letniego maksimum opadowego. Piezometry te

położone są w strefie „ucieczki" wody z cieku do poziomów wodonośnych (por. podr. „Kontakty wód powierzchniowych z podziemnymi") i być może tym można tłumaczyć zaistniałą sytuację.



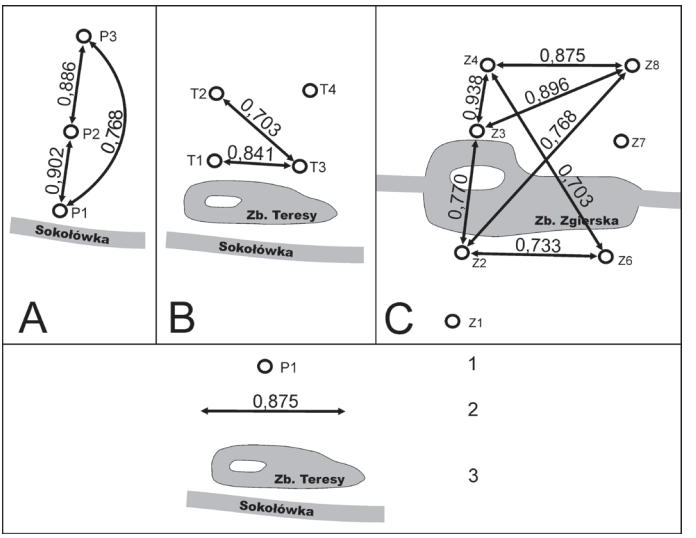
Ryc. 8. Zmiany położenia zwierciadła wody podziemnej w piezometrze Z1 w okolicy zbiornika „Zgierska".
H – głębokość do zwierciadła wody podziemnej.

Fig. 8. Changes of groundwater level in piezometer Z1 nearby „Zgierska" pond.
H – depth to groundwater level.

Dla wszystkich piezometrów, w których prowadzono wieloletnie obserwacje, obliczono współczynniki kierunkowe trendu liniowego. Ich istotność sprawdzono przy pomocy medianowej odmiany nieparametrycznego testu serii zalecanego do wykrywania istnienia trendu w szeregach czasowych (Mitosek 2003). Statystycznie istotną tendencję wzrostu położenia zwierciadła wody podziemnej w okresie dłuższym niż roczny stwierdzono tylko w jednym z piezometrów położonych w otoczeniu zbiornika „Zgierska" (Z1 na ryc. 2). Przebieg zmienności położenia zwierciadła wody podziemnej w tym piezometrze zilustrowany został na ryc. 8. Położony jest on na południowym stoku doliny w pewnym oddaleniu od cieku i nie jest wykluczone, że reprezentuje inny poziom wodonośny niż piezometry zlokalizowane w bezpośrednim sąsiedztwie zbiornika. Relatywnie krótka seria pomiarowa nie pozwala jednak stawiać prognoz co do trwałości tej tendencji.

W oparciu o serie miesięcznych stanów wypełnienia poziomów wodonośnych z badanego okresu dokonano również ich korelacji przestrzennej między sąsiadującymi ze sobą piezometrami. Wyniki przedstawiono na ryc. 9, przy czym

za silne uznano tylko związki o R > 0,7 a więc o współczynniku determinacji przekraczającym 50%.



Ryc. 9. Korelacje między szeregami czasowymi położenia zwierciadła wody podziemnej.

A – okolice ulicy Liściastej; B – okolice zbiornika „Teresy"; C – okolice zbiornika „Zgierska"; 1 – piezometry, 2 – współczynnik korelacji, 3 – rzeki i stawy

Fig. 9. Correlations between time series of groundwater level.

A – nearby Liściasta street; B – nearby "Teresy" pond; C – nearby "Zgierska" pond; 1 – piezometers, 2 – correlation coefficient, 3 – rivers and ponds

W okolicy ulicy Liściastej istotne są korelacje pomiędzy stanami wód podziemnych we wszystkich piezometrach, choć najsilniejsze są one między położonymi na stoku i na terasie (P1 i P2). W tym przypadku mówić zatem możemy o zachowaniu quasi-naturalnego charakteru zbiornika wód podziemnych i drenażu wód podziemnych przez ciek (transekt ten położony jest niedaleko przekroju hydrogeologicznego F; por. ryc. 2). W otoczeniu zbiornika „Teresy" korelacje między wahaniami zwierciadła wód podziemnych w piezometrach są zdecydowanie słabsze. Najsilniejsze istnieją między pomiarami zarejestrowanymi w otworach, w których stwierdzono okresowe zasilanie z cieku w okresie zimowym (T1 i T3).

W przypadku piezometrów w otoczeniu zbiornika „Zgierska" sytuacja jest najbardziej skomplikowana. Zdecydowanie wyróżniają się tu piezometry Z1 i Z7, których wahania zwierciadła wód podziemnych nie wykazują podobień-

stwa do obserwowanych w innych. W przypadku pierwszego z nich przyczyną słabych korelacji jest istnienie, omawianej wyżej tendencji wzrastającego wypełnienia poziomu wodonośnego. W drugim, zdarzają się okresowe znaczne spadki zwierciadła wody podziemnej o niezidentyfikowanej jak dotąd przyczynie i niemające swych odpowiedników w sąsiednich piezometrach.

Pozostałe otwory pomiarowe charakteryzują się współzmiennością wahań. Zwraca uwagę, że istotne są nawet powiązania między piezometrami położonymi przy zbiorniku na jego południowym brzegu oraz najdalej położonymi otworami kontrolnymi na brzegu północnym. Może być to potwierdzeniem ruchu wód podziemnych w tym kierunku, jaki został już zidentyfikowany w przekroju hydrogeologicznym B na ryc. 4, położonym w sąsiedztwie tych piezometrów.

Podsumowanie

W dolinie Sokołówki zidentyfikowano strefę, w której zwierciadło wód podziemnych kształtuje się w sposób zbliżony do naturalnego. Znajduje się ona w dolnej, słabo przekształconej przez człowieka części zlewni. W środkowym biegu cieku związki wód podziemnych z powierzchniowymi są zakłócone przez antropopresję. Drenażowi liniowemu podlegają tu tylko części poziomów wodonośnych położone pod terasami rzecznymi. Ruch wody podziemnej odbywa się stąd nie tylko do cieku, ale również w kierunku przeciwnym, do części poziomów wodonośnych położonych pod silnie przekształconymi i uszczelnionymi częściami miasta, gdzie wytworzyły się rozległe strefy depresyjne. Zidentyfikowano również miejsca, w których Sokołówka pełni funkcję irygującą w stosunku do wód gruntowych.

Sezonowe wahania poziomu zwierciadła wód gruntowych w mniej przekształconej przez działalność człowieka części zlewni są quasi-naturalne. W obszarach o silniejszej antropopresji widoczne są już ich modyfikacje polegające na pojawieniu się wtórnego maksimum związanego głównie z roztopami śródzimowymi. Sytuacja taka jest w warunkach naturalnych charakterystyczna raczej dla zachodniej części Polski (Chełmnicki 1991).

W większości poziomów wodonośnych nie stwierdzono istotnych statystycznie tendencji zmian ich wypełnienia. Jedynie w piezometrze położonym na stoku doliny i niemającym najprawdopodobniej związku z wodami dna doliny, stwierdzono znaczący sukcesywny wzrost stanów wody w niemal 4-letnim okresie obserwacyjnym.

Literatura

Bartnik A., Moniewski P., Tomalski P., 2008, Rola naturalnych i antropogenicznych elementów obiegu wody w zlewni miejskiej (Sokołówka) i podmiejskiej (Dzierżązna), [w:] Bródka S. (red.), Problemy Ekologii Krajobrazu t. XXII, Problemy środowiska przyrodniczego miast, Wyd. Naukowe Bogucki, Warszawa-Poznań: 39–48.

Chełmicki W., 1991, *Re*żim płytkich wód podziemnych w Polsce, Rozp. Hab. nr 218, UJ, Kraków.

Hiscock K., 2008, Hydrogeology. Principles and practice, Blackwell Publishing.

Jokiel P., Tomalski P., 2005, Odpływ oraz fizykochemiczne właściwości wód płynących w sąsiedztwie węzła autostrad A1 i A2 w okolicy Łodzi, Acta Sci. Pol., Formatio Circumiectus, 4(2): 3–20.

Jokiel P., Maksymiuk Z., 1993, Komentarz do mapy hydrograficznej Polski 1:50 000, Arkusz Łódź, Główny Geodeta Kraju, Warszawa.

Kowalski J., 1987, Hydrogeologia z podstawami geologii, PWN, Warszawa.

Mitosek H., T., 2003, Problemy hydrologii stochastycznej. Procesy stochastyczne, pola losowe i momenty liniowe, Wyd. Akad. Święt., Kielce.

Nowicka B., 2002, Wpływ urbanizacji na warunki odpływu, [w:] Ciupa T., Kupczyk E., Suligowski R. (red.), Obieg wody w zmieniającym się środowisku, Akademia Świętokrzyska, Kielce: 77–86.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Maria Baścik

Uniwersytet Jagielloński,
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Hydrologii,
30-387 Kraków, ul. Gronostajowa 7, maria.barscik@uj.edu.pl

HISTORIA I PERSPEKTYWY OCHRONY ŹRÓDEŁ WYŻYN KRAKOWSKO-WIELUŃSKIEJ I MIECHOWSKIEJ

HISTORY AND PROSPECTS OF PROTECTION OF SPRINGS
IN THE KRAKOWSKO-WIELUŃSKA AND MIECHOWSKA UPLANDS

Kto chce czystej wody, niech idzie do źródła
Chi vuol dell'acqua chiara, vada alla fonte

Streszczenie: Źródła są wyjątkowymi obiektami hydrograficznymi, które są świadectwem obiegu wody w środowisku geograficznym. Gospodarcze wykorzystanie często staje się przyczyną degradacji ich naturalnych walorów. Zgodnie z obowiązującą *Ustawą Ochrony Przyrody* (2004), źródła znajdujące się w parkach narodowych, parkach krajobrazowych i rezerwatach podlegają ochronie prawnej. Obiekty te uznane za pomnik przyrody nieożywionej mają zapewnioną indywidualną ochronę prawną. Pierwsze źródła Wyżyn Wieluńsko-Krakowskiej i Miechowskiej uznane były za pomnik przyrody nieożywionej w 1987 r. Na początku 2012 r. było 42 tego typu źródeł (co stanowi 30% wszystkich źródeł chronionych w Polsce w ten sposób). Prawna ochrona źródeł mająca na celu zapobieganie ich dewastacji, może być skuteczna wtedy, jeżeli będzie ona spójna z ekologiczną świadomością mieszkańców oraz konkretnymi działaniami lokalnych władz.

Słowa kluczowe: źródła, ochrona środowiska, pomnik przyrody, zagospodarowanie źródeł

Summary: Springs are unique phenomena that document water circulation conditions. Their economic importance and use often gives rise to the degradation of their natural features. According to the Polish Act for Nature Conservation (2004), nature parks, landscape park, and nature reserves are the most effective legal means of protecting springs. The springs recognize as inanimate nature monument has assured individual legal protection. The first springs in the Krakowsko-Wieluńska and Miechowska Uplands were legal protection as the nature monument in 1987; at the beginning of 2012 it was 42 such springs (30% of the total number springs in Poland protected in this way). The legal pro-

tection of springs should help prevent their persistent destruction, especially if it stimulates the consciousness of local residents as well as authorities.

Key words: springs, protection of environment, nature monuments, management of springs

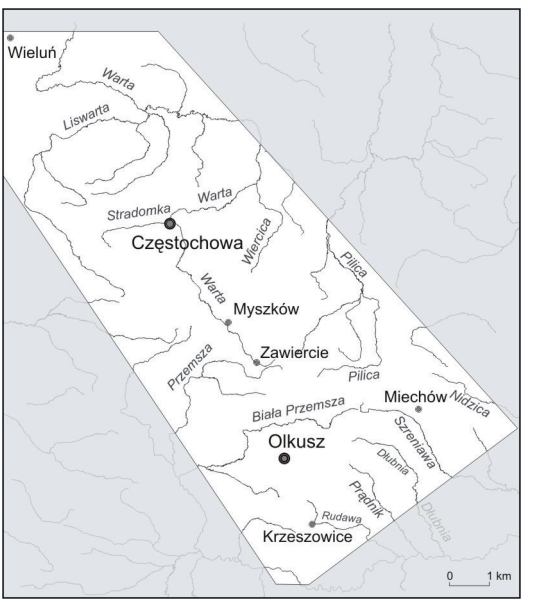
Wprowadzenie

Idea ochrony środowiska istniała od bardzo dawna, ale była motywowana różnymi przesłankami. W miarę rozwoju cywilizacji pojawiały się problemy racjonalnego wykorzystywania zasobów przyrody, a wraz z nimi – gospodarcze motywy ochrony przyrody. Brak płytkich wód gruntowych na obszarze wyżyn sprawił, iż źródła odgrywały przez dłuższy czas podstawowy warunek rozwoju osadnictwa. W wyniku powstania wodociągów wiejskich, rola źródeł zaczęła maleć; w wielu przypadkach nastąpiło odwrócenie człowieka od źródeł, co doprowadziło do ich zarastania i zamulenia, a nierzadko do ich dewastacji.

Oprócz znaczenia gospodarczego, źródła stanowią niezwykle interesujące przyrodniczo obiekty, łączące świat podziemny ze światem zewnętrznym. Jako ekosystemy wodne współtworzą krajobraz, stanowiąc jego atrakcyjny i dynamiczny element ze względu na różnorodność form wypływu, zmienność wydajności, a także charakterystyczną roślinność występującą w sąsiedztwie. Stanowią siedliska specyficznych roślin i zwierząt, w tym gatunków endemicznych, reliktowych oraz rzadko spotykanych mikroorganizmów. Niektóre źródła są obiektem kultu religijnego (Baścik 2003). Następstwem nadmiernej ingerencji człowieka w środowisko wodne, była konieczność ochrony przed całkowitą dewastacją oraz zachowanie najcenniejszych elementów przyrody. Ochrona źródeł w Polsce ma wielowiekowe tradycje, jednakże dotyczyła ona przede wszystkim źródeł ujętych dla potrzeb komunalnych. Zainteresowanie ochroną źródeł na badanym obszarze sięga lat 60. ubiegłego stulecia, kiedy to powstało jedno z pierwszych opracowań dotyczące ochrony wód Wyżyny Miechowskiej (Dynowska 1963). Zagadnieniem ochrony źródeł Prądnika zajmował się też m.in. A. Kleczkowski (1971). Obecnie, w dobie intensywnego wykorzystywania środowiska przyrodniczego, źródła w sposób szczególny są narażone na antropopresję, która powoduje przeobrażenie, zanieczyszczenie, a w skrajnych przypadkach ich dewastację. Problem ochrony źródeł nie powinien kończyć się na wprowadzaniu ustaw i postanowień, ale na świadomym, przemyślanym działaniu, które w sposób indywidualny chronić powinno każde cenne źródło.

Obszar badań

Wyżyny Krakowsko-Wieluńska i Miechowska zbudowane z mezozoicznych skał węglanowych należą do bardzo ważnych regionów krenologicznych Polski. O warunkach hydrogeologicznych decydują: spękane wapienie, margle i dolomity triasu, jurajskie wapienie skaliste i płytowe oraz margle, opoki i wapienie kredy. Znaczna wodonośność tych utworów, a także liczne spękania i uskoki tektoniczne sprawiają, iż występują tutaj liczne bardzo wydajne źródła, najczęściej szczelinowe, o charakterze wywierzysk. Na obszarze Wyżyn mają swoje źródła duże rzeki, m.in.: Warta, Pilica, Szreniawa, Dłubnia, Przemsza, Rudawa, Prądnik i Nidzica oraz mniejsze rzeki należące do Przyrzecza Wisły (ryc. 1).



Ryc. 1. Obszar badań
Fig. 1. The area of research

Administracyjnie obszar badań jest położony w obrębie 50 gmin, które należą do czterech województw: w zdecydowanej większości małopolskiego i śląskiego oraz do łódzkiego i świętokrzyskiego. Środowisko wodne Wyżyn podlega silnej presji gospodarczej; narażone jest na oddziaływanie przemysłu, budownictwa i dużych aglomeracji, a także – głównie na terenie Wyżyny Miechowskiej – na zagrożenia związane z gospodarką rolną. Problemem jest też wciąż nie do

końca uregulowana gospodarka komunalna – pobór wody dla celów wodociągowych oraz zrzuty ścieków. Ze względu na duże walory przyrodnicze, krajobrazowe i historyczne, obszar ten podlega również dużej presji turystycznej (Chełmicki red. 2001, Baścik i Partyka 2011).

Kulturowa ochrona źródeł

Dużą rolę w ochronie źródeł odgrywały od dawna motywacje kulturowe lub estetyczne. Wierzenia religijne zazwyczaj sprzyjały zachowaniu w niezmienionej formie tych wypływów, które uważane były za miejsca uzdrawiającego działania wody. Niektóre ze źródeł, uznawane za „cudowne", często były traktowane jako miejsca kultu, i w określony sposób były chronione przed dewastacją, stanowiąc szczególny element krajobrazu sakralnego. Kulturowe aspekty ochrony źródeł, wynikające z postrzegania wody jako symbolu życia, w badaniach geograficznych pojawiają się niejako „przy okazji" badań hydrograficznych; trudno bowiem nie zauważyć, jak dużą rolę odgrywają źródła, będące według tradycji miejscami objawień, bądź też uzdrowień.

„Cudowne" źródła na Wyżynie Wieluńsko-Krakowskiej i Miechowskiej są związane głównie z religią chrześcijańską, z kultem świętych. Patronami wielu źródeł są m.in.: Jan Nepomucen, Roch, Eliasz, Florian, Wojciech, Stanisław, czy też Jan Chrzciciel. Kilka źródeł kojarzy się z kultem maryjnym, zazwyczaj na pamiątkę objawienia lub innych nadzwyczajnych zdarzeń (Baścik i Chełmicki 2000). Zagospodarowanie wypływów wody i ich otoczenia jest zwykle spójne z „funkcją" jaką pełnią. I tak, przykładowo: w zlewni Rudawy znajdują się źródła św. Eliasza i św. Elizeusza, których woda uznawana jest od dawna za uzdrawiającą; wypływ źródła św. Eliasza ujęty jest w obudowę betonową w kształcie serca i stanowi swoisty element krajobrazu, budzący zainteresowanie pielgrzymów i turystów, a obok znajduje się kapliczka z 1848 r. poświęcona prorokowi. W zlewni Prądnika lecznicze źródło św. Jana obudowane zostało w 1933 r. ozdobną glorietką. Teren przy źródle św. Rocha w zlewni Dłubni jest uporządkowany, a w pobliżu znajduje się kapliczka. W zlewni Warty, w Dzietrznikach, niewielkie wypływ „Źródło Objawienia" jest znacznie przeobrażony, a teren wokół niego jest zagospodarowany pod kątem prowadzonych tu uroczystości kościelnych, które odbywają się tam dla upamiętnienia objawienia Matki Bożej, jakie miało tu miejsce w XIX w. (fot. 1 i 2).





Fot. 1 i 2 „Źródło Objawienia" i ołtarz polowy w Dzietrznikach . Fot. M. Baścik
Photo 1 and 2. „Źródło Objawienia" and chapel with altar field in Dzietrzniki. Photo M. Baścik

Jeszcze większa ingerencja człowieka zaznaczyła się w przypadku źródła przy sanktuarium MB Leśniowskiej; na wypływie wybudowano kapliczkę, a woda jest dostępna dla pielgrzymów i turystów dzięki systemowi kranikόw. Dużemu przeobrażeniu uległa też misa źródliskowa w Łanach Wielkich w zlewni Pilicy; w centralnej jej części postawiono figurę św. Jana Chrzciciela. a teren wokół jest uporządkowany. Podobnie jest w Cieślinie w zlewni Przemszy, gdzie w centrum dużego źródła św. Stanisława ustawiono figurę św. Jana Nepomucena. Otoczenie wypływu jest zadbane, ale misa źródlana została bezpowrotnie przeobrażona (Baścik i Chełmicki 2005). Źródła, które są związane z miejscem kultu są przeważnie otoczone opieką i w pewnym sensie chronione, aczkolwiek przeobrażenia wypływów są zwykle duże, a znaczna liczba pielgrzymujących do źródeł może wpływać na stan ich otoczenia.

Prawna – obszarowa ochrona źródeł

Zupełnie inny wymiar ma prawna ochrona źródeł, która wynika z zasad racjonalnego gospodarowania zasobami przyrody nieożywionej, zakładających za-

chowanie szczególnie cennych jej elementów. Ochronę źródeł, w różnym stopniu określają przepisy dotyczące obszarowej i indywidualnej ochrony przyrody. Kompleksową regulację prawną dotyczącą ochrony zasobów środowiska w Polsce, w tym wypływów wód podziemnych, zapewnia Ustawa o ochronie przyrody z dnia 16 kwietnia 2004 r. (Dz. U. Nr 92, poz. 880, tj. Dz. U. Nr 151 poz. 1220 z 2009 r. z późniejszymi zmianami). Na terenach podlegających obszarowej ochronie przyrody istnieje zakaz zmiany stosunków wodnych oraz przekształcania rzeźby terenu. Jednak jedynie w przypadku parków narodowych i rezerwatów – jest to ochrona bezwarunkowa (Baścik i Urban 2007). Na analizowanym obszarze utworzony został w 1956 roku Ojcowski Park Narodowy o powierzchni 2145,62 ha. Wszystkie źródła wraz z innymi elementami podlegają tu bezwarunkowej ochronie prawnej. Badania 16 źródeł na terenie Parku prowadzone od lat 70. XX w. (Dynowska 1982), wskazują jednak na znaczne ich przeobrażenia spowodowane gospodarką komunalną oraz lokalnie – dużą presją turystyczną.

W rezerwatach obejmujących obszary zachowane w stanie naturalnym lub mało zmienionym ochronie podlega całość przyrody, przy czym w rezerwatach ścisłych ochrona polega na całkowitym wykluczeniu ingerencji człowieka, zaś w rezerwatach częściowych, które udostępniane są dla turystów, a także służą edukacji przyrodniczej, dopuszcza się stosowanie określonych zabiegów hodowlano-pielęgnacyjnych. Na badanym obszarze źródła występują w kilku rezerwatach, które mają charakter rezerwatów częściowych (tab. 1).

Rezerwaty te najczęściej znajdują się w obrębie parków krajobrazowych. W zlewni górnej Warty (dolina Wiercicy), w obrębie Parku Krajobrazowego Orlich Gniazd, utworzono rezerwat leśno-krajobrazowy „Parkowe", z wydajnymi źródłami Zygmunta i Elżbiety, które stanowią atrakcję dla licznych wycieczek szkolnych i dla turystów, oraz rezerwat „Ostrężnik" – z linią źródeł szczelinowych stanowiących interesujący przykład okresowych wypływów krasowych, pojawiających się bardzo nieregularnie. W południowej części Wyżyny, w obrębie Tenczyńskiego Parku Krajobrazowego znajdują się dwa krajobrazowe rezerwaty przyrody, na terenie których występują źródła: „Dolina Mnikowska", który obejmuje przełomowy odcinek doliny Sanki o charakterze wąwozu, z niewielkimi wypływami oraz „Zimny Dół" z wywierzyskiem wypływającym z jaskini. Na terenie Parku Krajobrazowego Dolinki Krakowskie źródła objęte są ochroną rezerwatową w trzech rezerwatach przyrody: „Dolina Racławki", „Wąwóz Bolechowicki" oraz „Dolina Eliaszówki". Jedynie cenny obszar źródliskowy Rajecznicy z występującą tu m.in. endemiczną warzuchą polską (*Cochlearia polonica Frohl.*) – endemicznym gatunkiem znajduje się w obrębie rezerwatu leśnego „Kępina", który jest poza strukturami parków krajobrazowych. Przy źródłach znajdujących się na obszarze rezerwatów, zwykle są umieszczone tablice informują-

ce o przyrodniczych uwarunkowaniach występowania wypływu, jakości wody, organizmach i roślinach ekosystemu, a niekiedy również podane jest wyjaśnienie nazwy źródła.

Tabela 1. Ochrona źródeł w rezerwatach przyrody
Table 1. Protection of spring in nature reserves

Nazwa rezerwatu Name of nature reserves	Rok utworzenia Year of creation	Pow. [ha] Area [ha]	Zlewnia Basin	Wybrane źródła Examples of spring	Cechy źródeł Characteristic of springs
Parkowe	1957	153,22	Warta	Zygmunta Elżbiety	szczelinowe, krasowe, descensyjne, zboczowe, duża wydajność
Ostrężnik	1960	4,1	Warta	Ostrężnik (Źródło Zdarzeń)	szczelinowe, krasowe, descensyjne, okresowe
Dolina Racławki	1982	473,66	Rudawa	źródło w Racławicach	terasowe, descensyjne, niewielka wydajność
Dolina Mnikowska	1963	20,43	Przyrzecze Wisły	żródło w Skałkach Mnikowskich	szczelinowe, podzboczowe, descensyjne, mała wydajność
Wąwóz Bolechowicki	1968	21,31	Rudawa	Bolechówki	szczelinowe, podzboczowe, descensyjne, niewielka wydajność
Dolina Eliaszówki	1989	106,68	Rudawa	św. Eliasza św. Elizeusza	podzboczowe, descensyjne, niewielka wydajność, obudowane
Zimny Dół	1991	2,22	Przyrzecze Wisły	źródło w Skałach	podzboczowe, descensyjne, duża zmienność wydajności
Kępina	2005	90,0	Pilica	źródlisko Rajecznicy	równinne, misowe, descensyjne, duża wydajność

Parki krajobrazowe oraz obszary chronionego krajobrazu utworzone zostały w celu zachowania i popularyzacji wartości przyrodniczych i kulturowych. Cała przyroda (w tym źródła) podlega ochronie prawnej, ale jest to ochrona uwarunkowana gospodarczo. Parki krajobrazowe zostały utworzone w latach: 1980 – PK Orlich Gniazd, Tenczyński PK i PK Dolinki Krakowskie, 1981 – Dłubniański PK i Rudniański PK, a nieco wcześniej, bo w 1978 roku – Załęczański PK. Na terenach tych efektywność ochrony zależy w dużej mierze od miejscowych planów zagospodarowania oraz aktywności i skuteczności działania służb ochrony przyrody. W przypadku cennych przyrodniczo źródeł celowa jest dodatkowa, indywidualna ochrona w postaci pomników przyrody. Badania krenologiczne w latach 70. i pod koniec XX w., jak również prowadzone w ramach obecnego projektu obejmują 107 źródeł na terenie parków krajobrazowych. Jedno źródło znajduje się w obrębie Działoszyńskiego Zespołu Parków Przyrodniczo-Krajobrazowych, gdzie podlega ono ochronie jako element naturalnego krajobrazu. Z uwagi na

warunkową ochronę, 19 cennych przyrodniczo źródeł znajdujących się na terenie parków jest chronione dodatkowo jako pomnik przyrody nieożywionej.

Źródła jako siedliska naturalne, uwzględnione są jako elementy ochrony w Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000 i są objęte dyrektywą środowiskową. W ramach projektu badanych jest ok. 50 źródeł objętych tą ochroną; są to przede wszystkim źródła w dolinach Prądnika, Przemszy oraz górnej Pilicy i Warty.

Obszary chronione Wyżyny, stanowią jednocześnie bardzo atrakcyjny teren eksploracji turystycznej, a to z kolei stwarza zagrożenie dla wypływu i jego otoczenia, a także możliwość zaburzenia krajobrazu poprzez różnego typu obiekty turystyczne budowane w pobliżu źródeł.

Indywidualna ochrona źródeł

Indywidualną formą ochrony przyrody jest pomnik przyrody, będący najstarszą tradycją i prawem kategoria ochrony. Prawne pojęcie „pomnika przyrody" wprowadzono w Polsce *Ustawą o ochronie przyrody* w 1949 r. Według obowiązującej *Ustawy* z 2004 r. z późniejszymi zmianami – *pomniki przyrody to pojedyncze twory przyrody żywej i nieożywionej lub ich skupiska o szczególnej wartości przyrodniczej, naukowej, kulturowej, historycznej i krajobrazowej, odznaczające się indywidualnymi cechami, wyróżniającymi je wśród innych tworów.* W przypadku objęcia źródła ochroną prawną w formie pomnika przyrody przepisy ograniczają wszelkie zmiany morfologii i stosunków wodnych; muszą być one uzasadnione istotnymi potrzebami gospodarki i wymagają zgody władz lokalnych. Ochrona czystości wód jest natomiast prawnie gwarantowana *Prawem Wodnym* (2001). Przez ochronę pomników przyrody rozumie się czynną ochronę ekosystemów i składników przyrody w celu zachowania lub przywrócenia stanu naturalnego (Baścik 2010).

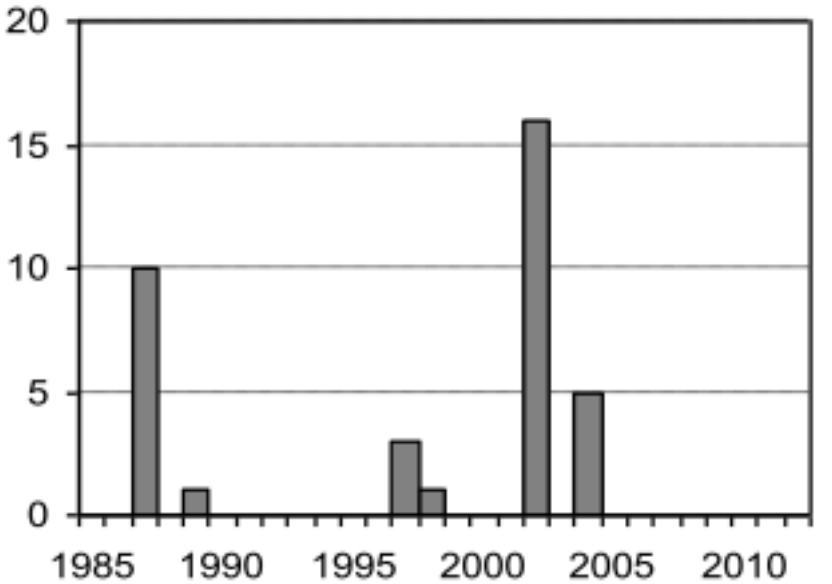
Źródła w Polsce stosunkowo późno były objęte indywidualną ochroną prawną. Pierwszym źródłem uznanym w 1955 r. za pomnik przyrody nieożywionej było źródło św. Huberta w pobliżu Jeziora Ostrowieckiego w woj. kujawsko-pomorskim. Na obszarze wyżyn, gdzie źródła są bardzo cennym elementem krajobrazu, trzeba było ponad 30 lat, aby doceniono ich wartość i objęto indywidualną ochroną. Stało się to głównie za sprawą badań krenologicznych prowadzonych z początkiem lat 70. XX w. przez zespół krakowskich hydrografów uniwersyteckich pod kierunkiem I. Dynowskiej (1983). Wówczas bowiem przeprowadzono kartowanie około 300 źródeł Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej. Zwrócono uwagę na wyjątkowe walory poznawcze i krajobrazowe źródeł, a tak-

że na potrzebę ochrony tych z nich, które są najcenniejsze pod względem przyrodniczym. Dokonano ich waloryzacji pod względem przyrodniczym i wytypowano źródła warte ochrony prawnej (Drzał, Dynowska 1981, 1982a,b, 1984). W 1987 r. za pomniki przyrody nieożywionej uznano 14 źródeł Wyżyny, położonych w większości na terenie ówczesnego województwa kieleckiego (dzisiaj 12 tych źródeł znajduje się w woj. małopolskim, a dwa – w woj. świętokrzyskim). Rozporządzenie ochronne wydane przez Wojewodę Kieleckiego zostało wydane w ramach realizacji wniosków wynikających z inwentaryzacji tych obiektów w województwie (Urban 1990). Wśród powołanych pomników przyrody nieożywionej było aż 10 źródeł, które stanowiły przedmiot badań I. Dynowskiej. W 1989 r. ochroną objęto Granatowe Źródła w Starej Wsi w zlewni górnej Warty, położone na obszarze woj. łódzkiego. W latach 1996–1998 za pomniki przyrody nieożywionej uznanych zostało kolejnych sześć źródeł, przy czym dwa z nich są położone poza obszarem badań. Do końca 2001 roku na obszarze Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej indywidualnej ochronie prawnej podlegało łącznie 21 źródeł.

Po upływie ponad ćwierćwiecza od badań zespołu I. Dynowskiej, podjęto badania krenologiczne (Chełmicki red. 2001), które polegały na ponownym kartowaniu wybranych 246 źródeł Wyżyn. Badania prowadzono w aspekcie działalności człowieka w środowisku, a więc wpływu występowania źródeł na rozwój osadnictwa, turystyki i rekreacji, a także w celu określenia ich antropogenicznych przeobrażeń – zanieczyszczenia wód źródlanych, zmian formy miejsca wypływu i jego otoczenia. W czasie badań zweryfikowano wcześniejsze propozycje ochrony źródeł oraz na nowo wytypowano źródła o unikatowych cechach hydrologicznych oraz reprezentujących duże walory przyrodnicze, warte ochrony prawnej. Badania dostarczyły naukowych podstaw do starań o objęcie formalnoprawną ochroną 38 najcenniejszych obiektów wodnych (Baścik i Pociask-Karteczka 2002). Sporządzona dokumentacja 16 źródeł położonych w południowej części Wyżyn Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej, na terenie województwa małopolskiego, pozwoliła na objęcie ich w 2002 r. ochroną prawną, nadając im status pomnika przyrody nieożywionej.

W 2004 r. indywidualną ochroną objęto kolejnych pięć źródeł Wyżyny położonych na terenie woj. śląskiego: dwa w zlewni Warty oraz trzy w zlewni Pilicy. Był to efekt współpracy Uniwersytetu Śląskiego oraz Zespołu Parków Krajobrazowych Województwa Śląskiego.

Reasumując, obecnie 42 źródła położone na Wyżynach Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej mają status pomnika przyrody nieożywionej, w tym 38 źródeł objętych jest badaniami krenologicznymi prowadzonymi w Zakładzie Hydrologii IGiGP UJ od lat 70. XX w. (ryc. 2).



Ryc. 2. Liczba źródeł chronionych jako pomniki przyrody nieożywionej na Wyżynach Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej w poszczególnych latach

Fig. 2. Number of springs protected as inanimate nature monuments in the Krakowsko-Wieluńska and Miechowska Uplands in particular years

Najwięcej, bo jedenaście źródeł chronionych indywidualnie znajduje się w zlewni Szreniawy, w tym pięć źródeł o wydajności powyżej 100 $dm^3 \cdot s^{-1}$ każde: trzy źródła w Biskupicach, źródło „Spod Młyna" w Kamieńczycach oraz „Źródło Geologów" w Gołczy. Siedem źródeł jest położonych w zlewni Dłubni, przy czym na uwagę zasługują przede wszystkim bardzo wydajne źródła spływowo-podpływowe o charakterze wywierzysk, zlokalizowane w strefie uskoku tektonicznego: „Źródło Hydrografów" w Imbramowicach oraz „Jordan" w Ściborzycach (fot. 3). Ponadto, indywidualną ochroną prawną objętych jest pięć źródeł w zlewni Pilicy, cztery – w zlewni Rudawy, po trzy – w zlewniach: Przemszy, Nidzicy, i Pilicy, m.in. źródło „Spod Skałki" położone w obrębie PK Orlich Gniazd (fot. 4), oraz po dwa źródła – w Przyrzeczu Wisły i w zlewni Warty, i jedno źródło – w zlewni Prądnika.

Spośród 38 źródeł chronionych objętych badaniami, najwięcej, bo 30 źródeł znajduje się na obszarze woj. małopolskiego, pięć – w woj. śląskim, dwa – w woj. świętokrzyskim i jedno źródło – w woj. łódzkim. Taki stan ochrony odzwierciedla poniekąd fakt, iż oprócz czynników przyrodniczych ochrona źródeł uwarunkowana jest również aktywnością środowisk naukowych, a także przychylnością

wojewódzkich władz dla działań na rzecz ochrony przyrody. Niestety, w większości przypadków zauważa się brak odpowiedniego oznakowania świadczącego, o prawnej ochronie źródeł. W latach 2002–2004, w ramach współpracy Zakładu Hydrologii IGiGP UJ z Wojewódzkim Konserwatorem Przyrody oraz z Zespołem Jurajskich Parków Krajobrazowych woj. małopolskiego oznakowano kilka źródeł w południowej części Wyżyny. Obecnie symbol pomnika przyrody znajduje się tylko przy jednym (!) „Źródle Hydrografów" w zlewni Dłubni. Niestety, względy pozamerytoryczne, najczęściej finansowe, a także brak wystarczającego zainteresowania ze strony władz lokalnych, nie pozwoliły na kontynuowanie tej działalności i skuteczne oznakowanie źródeł. Jedynie przy trzech źródłach znajduje się tablica informująca o walorach chronionego źródła; pozytywnym przykładem jest tablica (wielojęzyczna) opracowana w ramach współpracy Uniwersytetu Śląskiego i Zespołu Parków Krajobrazowych woj. śląskiego, przy udziale władz lokalnych dla źródła „Spod Brzozy" w zlewni Warty.



Fot. 3. Źródło „Jordan" – pomnik przyrody nieożywionej w Dłubniańskim Parku Krajobrazowym. Fot. M. Baścik

Photo 3. The „Jordan" Spring – monuments of nature in the Dłubniański Landscape Park. Photo M. Baścik



Fot. 4. Źródło „Spod Skałki" – pomnik przyrody nieożywionej w PK Orlich Gniazd. Fot. M. Baścik
Photo 4. The „Spod Skałki" spring – monuments of nature in the Landscape Park "Orlich Gniazd". Photo M. Baścik

Perspektywy ochrony źródeł

W ostatnich latach zauważa się coraz większe zainteresowanie jakością wód źródlanych oraz stanem zagospodarowania wypływów zarówno w badaniach naukowych, jak również w działaniach jednostek zajmujących się ochroną przyrody. Podejmowane są również coraz liczniejsze inicjatywy na szczeblu lokalnym zmierzające do ochrony wód.

Od czerwca 2011 r. w Zakładzie Hydrologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ jest realizowany projekt badawczy, który jest kontynuacją wcześniejszych badań krenologicznych prowadzonych na Wyżynach Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej. Ma on charakter interdyscyplinarny; w badaniach biorą udział również specjaliści z Instytutu Botaniki PAN oraz Instytutu Architektury Krajobrazu Politechniki Krakowskiej. Celem projektu jest m.in. ocena skuteczności ochrony prawnej oraz wnioskowanie o status pomnika przy-

rody nieożywionej szczególnie cennych źródeł. Utylitarnym celem projektu badawczego jest urzeczywistnienie teoretycznych rozważań dotyczących ochrony źródeł, dlatego też dla wytypowanych obiektów przewiduje się opracowanie projektów ich rewitalizacji oraz zagospodarowania ich otoczenia.

We wrześniu 2011 r. przeprowadzono badania 246 źródeł mające na celu m.in. ocenę naturalnych i antropogenicznych przemian całego ekosystemu źródeł na podstawie ich cech fizykochemicznych i elementów biotycznych. Stwierdzono, iż stan wielu źródeł chronionych nie jest zadawalający. Misy źródlane niektórych wypływów uległy zamuleniu, a otaczający je teren – silnemu zarośnięciu. Wiele źródeł zostało w znacznej mierze (mniej lub bardziej świadomie) przeobrażonych przez działalność człowieka. W drastycznych przypadkach nadmierna ingerencja doprowadziła do dewastacji obszarów źródliskowych i bezpowrotnego ich przekształcenia. Wiele cennych przyrodniczo źródeł jest ujętych dla potrzeb zaopatrzenia mieszkańców w wodę; zdarza się, że ujęcie wód podziemnych następuje w bliskim sąsiedztwie źródeł objętych ochroną prawną, co prowadzi do zmniejszenia ich wydajności, a z czasem do ich wyschnięcia.

Obecne badania pozwalają też na ocenę walorów przyrodniczych i kulturowych oraz wskazanie szczególnie cennych przyrodniczo i kulturowo źródeł, celem wnioskowania dla nich o status pomnika przyrody nieożywionej. W wyniku przeprowadzonych badań, które miały również charakter badań porównawczych, udało się wstępnie wytypować około 20 źródeł, które odznaczają się szczególnymi cechami fizjograficznymi. W większości są to źródła wcześniej sugerowane do objęcia ochroną (Drzał i Dynowska 1981, 1982, Baścik i Pociask-Karteczka 2002), ale w wielu przypadkach są to nowe propozycje objęcia ochroną cennych źródeł, których stan w ostatnich latach znacznie się pogorszył.

Badania krenologiczne dowodzą, że niektóre źródła wymagają przeprowadzenia zabiegów rewitalizacyjnych i zabezpieczających przed degradacją. Istotne jest również przekazywanie informacji o walorach i potrzebie zachowania dobrego stanu źródeł mieszkańcom i turystom odwiedzającym Wyżynę. W przypadku każdego źródła będącego pomnikiem przyrody powinien być określony indywidualny sposób jego użytkowania, podporządkowany przede wszystkim ochronie i zachowaniu naturalnych cech źródła i jego otoczenia (Tyc 2004, Baścik i Chełmicki 2008, Baścik 2010). Toteż, w ramach prowadzonego projektu podjęto badania interdyscyplinarne, w których oprócz badań fizykochemicznych, hydrobiologicznych są prowadzone prace zmierzające do projektu zagospodarowania źródeł i ich otoczenia. Architekt krajobrazu posiada umiejętność wykonania projektów zagospodarowania przestrzennego, uwzględniając poziom wartości danego obiektu w krajobrazie. Geograf natomiast uzasadnia naukowo potrzebę odpowiedniego zagospodarowania całego ekosystemu źródła, aby funkcjonował on

zgodnie z przyrodniczymi uwarunkowaniami, a także aby była możliwość jego racjonalnego wykorzystania. Przy zdewastowanych źródłach ważne jest przywrócenie tego co wartościowe, natomiast przy źródłach cennych przyrodniczo, które stanowią atrakcję turystyczną, należy wprowadzić niezbędne elementy – jak najbardziej spójne ze środowiskiem naturalnym, tak żeby udostępnić obiekt dla turystów (Pawłowska 2008). Istotne jest promowanie źródeł, z jednoczesnym ich zabezpieczeniem przed złymi skutkami działań turystów poprzez odpowiednio rozwiniętą infrastrukturę.

W analizie krajobrazu zarówno część abiotyczna, jak i część biotyczna środowiska geograficznego powinny być analizowane łącznie, jako wzajemnie uzupełniające się składowe krajobrazu (Degórski 2002). Istnieją również opracowania, w których podane są porady i wskazówki przy projektowania stref ochronnych źródeł i ujęć wód podziemnych, ważne z punktu widzenia hydrogeologii terenu (Macioszczyk i in. 1993). O ile podmiotem badań hydrografa jest miejsce wypływu, to dla architekta krajobrazu istotne jest tzw. wnętrze krajobrazowe, a także ustalenia miejsca skąd turysta będzie oglądał obiekt (Böhm 1998).

Działania mające na celu ochronę przyrody są szczególnie ważne w aspekcie ewentualnych konfliktów w relacjach człowiek-przyroda (Pociask-Karteczka 2010). Problemy związane z realizacją ochrony i zagospodarowania źródeł w dużej mierze zależą od rodzaju ochrony prawnej, a także – głównie w przypadku ochrony indywidualnej – uwarunkowane są lokalizacją źródeł, stosunkami własnościowymi oraz decyzjami władz administracyjnych zarządzających danym obszarem.

Od sierpnia 2009 r. decyzje o powoływaniu pomników przyrody podejmują władze gmin, a wnioski są opiniowane przez Regionalne Dyrekcje Ochrony Środowiska, które prowadzą rejestr wszystkich obiektów chronionych. Samorządy posiadają aktualnie szerokie kompetencje w zakresie kształtowania i ochrony środowiska. Jest nadzieja, iż przy ścisłej współpracy z właścicielami posesji, na których znajdują się chronione źródła oraz z władzami administracji lokalnej możliwe będzie propagowanie idei ochrony źródeł, m.in. poprzez uporządkowanie i zagospodarowanie źródeł, opracowanie tablic informacyjnych umieszczonych w ich pobliżu, a także promowanie źródeł poprzez opracowanie materiałów edukacyjnych, folderów. Cenne wydają się inicjatywy podejmowane lokalnie polegające na opracowywaniu „szlaków źródlanych" ścieżek naukowo-dydaktycznych z dokładnym opisem stanowisk, opracowywanych przez zespół specjalistów różnych dyscyplin. Takie projekty są od wielu lat z powodzeniem realizowane na obszarze Wyżyny Lubelskiej (Baścik 2010). Na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej również coraz częściej realizowana jest idea edukacji w terenie. Przykładem jest m.in. projekt promowania cennych obiektów przyrodniczych

i kulturowych Lelowa i okolic „Szlakiem lelowskich źródeł" realizowany przez władze samorządowe, które są otwarte na współpracę ze specjalistami.

Istotne są działania polegające na popularyzowaniu idei ochrony źródeł, kształtowanie właściwych postaw człowieka wobec przyrody, rozbudzanie tzw. świadomości ekologicznej zarówno wśród lokalnej społeczności, jak i wśród turystów odwiedzających obszar Wyżyny. Przeprowadzone badania dowodzą, że niektóre źródła wymagają przeprowadzenia zabiegów rewitalizacyjnych i zabezpieczających przed degradacją. Próby rewitalizacji źródeł na terenie PK „Orlich Gniazd" dowodzą, iż „zderzenie" nauki i praktyki może przynieść dobre efekty (Okoń i Tyc 2002, Tyc 2004).

W powszechnym odczuciu ochrona przyrody postrzegana jest jako zagrożenie, ograniczenie działań na terenach będących prywatną własnością. Najkorzystniejszym rozwiązaniem wydaje się być wykup gruntów, na których znajdują się cenne źródła, prawne zabezpieczenie ich funkcjonowania oraz prowadzenie czynnej ochrony podkreślającej ich atrakcyjność w środowisku (Baścik i Chełmicki 2008). Podstawą skutecznej ochrony źródeł powinny być spójne działania nauki i praktyki, działalność administracji ochrony przyrody na różnych szczeblach, działania władz lokalnych, wspomagane aktywnością organizacji społecznych np. w rozbudzaniu świadomości ekologicznej społeczeństwa. Istotne jest bowiem uświadamianie lokalnej społeczności tożsamości z wartościami regionu.

W ramach realizowanego projektu zaproponowano współpracę w zakresie ochrony, zagospodarowania i promocji źródeł pracownikom ponad 40 gmin, na terenie których znajdują się źródła chronione, przyrodniczo cenne, które powinny być objęte ochroną indywidualną, czy też źródłom zagrożonym i zdewastowanym, a także Dyrekcjom Ojcowskiego Parku Narodowego, Parków Krajobrazowych i Regionalnym Dyrekcjom Ochrony Środowiska. Pozytywny, a w wielu przypadkach bardzo konkretny, odzew gmin i instytucji zajmujących się ochroną przyrody napawa optymizmem.

Podsumowanie

Źródła stanowią istotną część bogactwa przyrodniczo-krajobrazowego Wyżyn Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej, a jednocześnie są ekosystemem bardzo wrażliwym na przemiany zachodzące w środowisku. Ochrona źródeł powinna polegać na: racjonalnym gospodarowaniu zasobami przyrody, zachowaniu cennych tworów przyrody oraz ochronie georóżnorodności całego ekosystemu. Istotne jest wyznaczenie granic ingerencji człowieka na obszarach źródliskowych, a szczególnie w przypadku wypływów prawnie chronionych. Ze względu

na specyfikę każdego źródła, określenie takich granic jest możliwe tylko indywidualnie – w odniesieniu do konkretnego ekosystemu. Sporo problemów wynika z niejasnych sformułowań w rozporządzeniach dotyczących ochrony przyrody. Pozwalają one na dowolną interpretację przepisów, co umożliwia dość swobodne gospodarowanie zasobami przyrody, podporządkowane w znacznej mierze celom ekonomicznym (Baścik 2010).

Należy również mieć na uwadze obieg wody w przyrodzie, a zwłaszcza powiązania wód podziemnych z wodami powierzchniowymi. Najważniejsze zadania ochrony jakości powinny się skupiać na ochronie obszaru zasilania wód podziemnych i obszarach ich drenażu, tj. źródeł i ujęć (Kleczkowski red. 1985, Witczak 2005, Różkowski,2006).

Ochronie prawnej powinny podlegać również źródła o wybitnych walorach przyrodniczych, naukowych, poznawczych czy też krajobrazowych, narażone często na antropogeniczne zmiany zachodzące w środowisku, a źródła przeobrażone powinny być poddane skutecznym działaniom rewitalizacyjnym.

Istotą powinna być celowa ochrona czynna, zmierzająca do zachowania wartości przyrodniczych całego ekosystemu źródła oraz jego zlewni, poprzez stosowanie koniecznych zabiegów ochronnych. Z punktu widzenia ochrony krajobrazu istotne jest, aby zabiegi rewitalizacyjne otoczenia wypływów były prowadzone pod kierunkiem specjalistów. Niezbędne jest jednoznaczne określenie kompetencji w zakresie zarządzania i sprawowania nadzoru nad obszarami i obiektami chronionymi oraz określenie jasnych zasad i zapewnienie źródeł finansowania ochrony przyrody.

Literatura

Baścik M., 2003, Źródła w krajobrazie Wyżyn Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej [w:] Myga-Piątek U. (red.), Woda w krajobrazie, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego, t. II, PTG, Oddz. Katowicki, Sosnowiec: 25–37.

Baścik M., 2010, Podstawy prawne i problemy związane z ochroną źródeł w Polsce, Prądnik. Prace i Materiały Muzeum im. Prof. Władysława Szafera, 20: 115–134.

Baścik M., Chełmicki W., 2000, Święte źródła [w:] Zemanek B. (red.), Przyroda-nauka-kultura. Humanistyczny kontekst nauk przyrodniczych u progu XXI wieku, Inst. Botaniki im. W. Szafera, PAN, Kraków: 223–233.

Baścik M., Chełmicki W., 2004, Źródło jako obiekt badań interdyscyplinarnych [w:] Izmaiłow B. (red.), Przyroda, Człowiek, Bóg, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków: 149–170.

Baścik M., Chełmicki W., 2008, Strategia ochrony źródeł. Teoria a praktyka [w:] Baścik M., Partyka J. (red), Wody na obszarach chronionych. Streszczenia referatów i prze-

wodnik sesji terenowych, Ojcowski Park Narodowy, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Komisja Hydrolog. PTG, Ojców: 32–33, prezentacja PowerPoint.

Baścik M., Partyka J., 2011, Wody na Wyżynach Olkuskiej i Miechowskiej. Zlewnie Prądnika, Dłubni i Szreniawy, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Ojcowski Park Narodowy, Kraków: ss. 104.

Baścik M., Pociask-Karteczka J., 2002, Źródła Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i Wyżyny Małopolskiej o znacznych walorach przyrodniczych. Propozycje ochrony [w:] Ciupa T., Kupczyk E., Suligowski R. (red.), Obieg wody w zmieniającym się środowisku, Prace Inst. Geogr. Akad. Świętokrz. w Kielcach, 7: 23–41.

Baścik M., Urban J., 2007, Konserwatorska ochrona źródeł w Polsce [w:] Jokiel P., Moniewski P., Ziułkiewicz M. (red.), Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne, Wydz. Nauk Geogr. Uniw. Łódzkiego, Łódź: 320–329.

Böhm A., 1998, Wnętrze w kompozycji krajobrazu., wybrane elementy genezy i analizy porównawczej pojęcia, Wyd. Politechnika Krakowska im. T. Kościuszki, Kraków: ss. 56.

Chełmicki W. (red.), 2001, Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej. Zmiany w latach 1973–2000, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków: ss. 128.

Drzał M., Dynowska I., 1981, Cenne przyrodniczo źródła na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej, Studia Ośr. Dokum. Fizjogr. PAN, 8: 327–381.

Drzał M., Dynowska I., 1982, Cenne przyrodniczo źródła na Wyżynie Miechowskiej, Studia Ośr. Dokum. Fizjograf. PAN, 10: 323–359.

Drzał M., Dynowska I., 1984, O potrzebie ochrony źródeł w gospodarowaniu wodą na obszarze zachodniej części Wyżyny Małopolskiej, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 59: 67–74.

Dynowska I., 1963, Stosunki hydrograficzne oraz zagadnienie ochrony wód zachodniej części Wyżyny Miechowskiej, Ochrona Przyrody, 29: 89–120.

Dynowska I., 1983, Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej, Studia Ośr. Dokum. Fizjograf. PAN, 11: ss. 244.

Kleczkowski A. red., 1984, Ochrona wód podziemnych, Wyd. Geolog., Warszawa: ss. 328.

Maciaszczyk T., Rodzoch A. i Frączek E., 1993, Projektowanie stref ochronnych źródeł i ujęć wód podziemnych. Poradnik metodyczny, MOŚZNiL, Warszawa: ss. 95.

Okoń D., Tyc A., 2002, Problem rewitalizacji źródeł Parku Krajobrazowego Orlich Gniazd w Zespole Parków Krajobrazowych Województwa Śląskiego, [w:] XI Sympozjum Jurajskie Człowiek i środowisko naturalne Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej, ZPK Woj. Śląskiego, Dąbrowa Górnicza: 47–49.

Pawłowska K., 2008, Przeciwdziałanie konfliktom wokół ochrony i kształtowania krajobrazu, Politechnika Krakowska, Kraków: ss. 376.

Pociask-Karteczka J. 2010, Granice ingerencji człowieka w środowisko wodne, Prądnik. Prace i Materiały Muzeum im. Prof. Władysława Szafera, 20: 95–104.

Prawo Wodne, 2001, D. U. Nr 115, poz. 1229 (ze zmianami), Internetowy System Aktów Prawnych, http://isip.sejm.gov.pl

Różkowski J., 2006, Wody podziemne utworów węglanowych południowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej i problemy ich ochrony, Wyd. Uniw. Śląskiego, Katowice: ss. 263.

Tyc A., 2004, Źródła Parku Krajobrazowego „Orlich Gniazd" – tradycje i współczesne wy-

zwania ochrony [w:] J. Partyka (red,), Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, OPN, Ojców: 103–108.

Ustawa o ochronie przyrody, 2004, Dz. U. z 2004 r. Nr 92, poz. 880 (ze zmianami) Internetowy System Aktów Prawnych, http://isip.sejm.gov.pl

Urban J., 1990, Ochrona obiektów przyrody nieożywionej w Krainie Gór Świętokrzyskich,. Rocznik Świętokrzyski KTN 17: 47–79.

Witczak S., 2005, Problemy implementacji dyrektyw Unii Europejskiej dotyczących ochrony jakości wód podziemnych [w:] Sadurski A., Krawiec A. (red.) Współczesne problemy hydrogeologii, Uniw. M. Kopernika, Toruń, 12: 57–70.

Maria Baścik, Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Hydrologii, 30–387 Kraków, ul. Gronostajowa 7, maria.bascik@uj.edu.pl

Opracowanie powstało w ramach projektu badawczego nr NN305023640 *Przyrodnicze i antropogeniczne przemiany źródeł Wyżyn Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej oraz ich rola w krajobrazie naturalnym i kulturowym,* finansowanego przez NCN.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Tomasz Bryndal

Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii
30–084 Kraków, ul. Podchorążych 2,
e-mail: tbryndal@ap.krakow.pl

SIEĆ RZECZNA MAŁYCH ZLEWNI POGÓRZY STRZYŻOWSKIEGO, DYNOWSKIEGO I PRZEMYSKIEGO W ŚWIETLE PRAW HORTONA I SCHUMMA – IMPLIKACJE DLA MODELOWANIA HYDROLOGICZNEGO PRZEPŁYWU

THE RIVER NETWORK IN SMALL BASINS OF STRZYŻOWSKIE DYNOWSKIE AND PRZEMYSKIE FOOTFILLS IN THE CONTEXT OF THE HORTON'S AND SCHUMM'S LAWS – IMPLICATIONS FOR HYDROLOGICAL MODELLING OF THE DISCHARGE

Streszczenie: Zabezpieczenie przed lokalnymi powodziami, jest istotnym problemem gospodarki wodnej Karpat. Ograniczenie negatywnych skutków wezbrań opadowo-nawalnych, może nastąpić przede wszystkim poprzez odpowiednie planowanie przestrzenne, które wymaga miedzy innymi wyznaczenia obszarów zalewowych dla przepływów o odpowiednim prawdopodobieństwie przewyższenia. W małych zlewniach niekontrolowanych do obliczeń parametrów hydrologicznych wezbrań stosuje się modele hydrologiczne. Wiele z nich wykorzystuje tzw. hortonowskie wskaźniki (R_B, R_L, R_A) charakteryzujące system rzeczny zlewni. W artykule poddano analizie hortonowskiej systemy rzeczne małych zlewni pogórzy Dynowskiego, Strzyżowskiego i Przemyskiego oraz części Gór Turczańsko-Sanockich. Wykazano, że systemy rzeczne we wszystkich 163 badanych zlewniach spełniają prawa liczny cieków oraz powierzchni zlewni, a średnie wartości wskaźników R_B i R_A wynoszą odpowiednio 3,7 i 4,8. Jednakże, ponad połowa zlewni (54%) nie spełnia tzw. drugiego prawa Hortona. Zatem, w większości badanych zlewni modele hydrologiczne, które w swej strukturze wykorzystują zaproponowane przez Hortona i Schumma wskaźniki R_B, R_L, R_A, nie mogą być stosowane. Należy rozszerzyć badania nad wykorzystaniem prostych modeli typu opad-odpływ nie zawierających w swej strukturze wskaźników R_B, R_L, R_A do wyznaczania przepływów charakterystycznych w małych zlewniach niekontrolowanych.

Słowa kluczowe: model hydrologiczny, prawa Hortona i Schumma, mała zlewnia, Karpaty

Summary: Mitigation of negative aspects of flash-flooding is one of the most important problems of the Carpathians' water management system. It seems, that appropriate spa-

Praca naukowa finansowana ze srodków na nauke w latach 2009-2012 jako projekt badawczy.

tial management, is the most valuable tool, which allows to reduce negative impacts of flash flooding. This requires delineation of the *p-level* flow inundate areas. Usually, hydrological models are used for calculation of the *p-level* flow in small, rural catchments. Most of the models require so called Hortonian ratios (R_B, R_L, R_A) which characterize the structure of river system. This article focuses on the structure of river system in context of Horton's and Schumm's laws within small basins located on the Dynowskie, Strzyżowskie, Przemyskie Foothills and Turczańsko-Sanockie Mts. The river system of 163 basins studied is in accordance with the Horton's number of stream law and Schumm's area of basin law. The mean values of R_B and R_A ratios amounted to 3.7 and 4.8 respectively. However, the river system of more than 50% of the basins is not in accordance with, so called, the second Horton law. This fact implicates seriously limitation in the terms of use of the hydrological models that require R_B, R_L and R_A ratios. Investigation focuses on use of simple rainfall-runoff hydrological models in which R_B, R_L, $R_{A,}$ are not necessary, should be extended.

Key words: hydrological model, Horton's and Shumm's lows, small basin, the Carpathians

Wprowadzenie i obszar badań

Zabezpieczanie przed powodziami jest istotnym aspektem w gospodarce wodnej Karpat. Jest to szczególnie ważne w odniesieniu do lokalnych, gwałtownych wezbrań, powstałych w wyniku krótkotrwałych intensywnych opadów deszczu. Ograniczenie negatywnych skutków gwałtownych wezbrań, możliwe jest poprzez prowadzenie dwojakiego rodzaju działań. Pierwsze z nich mają celu opracowanie lub polepszenie systemów ostrzegania (Montz i Grunfest 2002), co w przypadku gwałtownych wezbrań jest szczególnie trudne (Collier 2007). Drugi rodzaj, stanowią długoterminowe działania mające na celu ograniczenie strat, jakie mogą wywołać gwałtowne wezbrania. Działania tego typu związane są z odpowiednio prowadzonymi działaniami planistycznymi, które wymagają miedzy innymi obliczenia przepływów o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia i wyznaczenie stref zalewowych dla wód wezbraniowych.

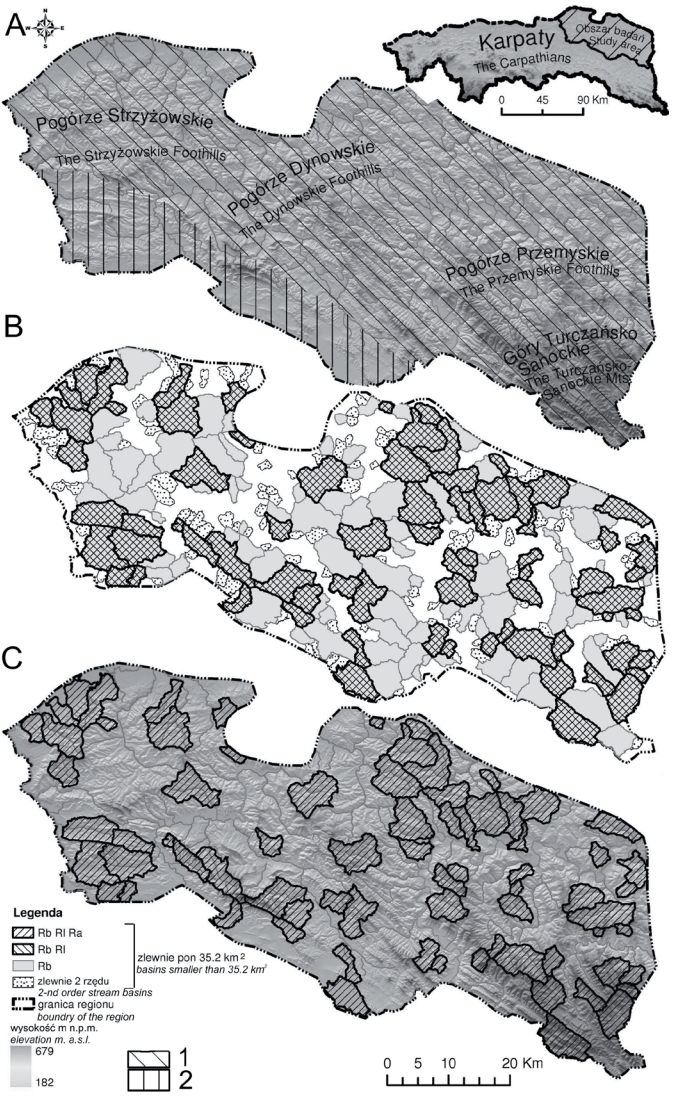
W małych zlewniach niekontrolowanych, a takie najczęściej występują w Karpatach, parametry hydrologiczne wezbrań uzyskuje się przy zastosowaniu modeli hydrologicznych. W praktyce stosuje się z kilka modeli, które w swej strukturze zawierają ilościowe wskaźniki charakteryzujące strukturę sieci rzecznej zlewni w oparciu o zależności sformułowane przez Hortona (1945) i Schumma (1956). W IMGW, dla potrzeb odwzorowania fal wezbraniowych wywołanych przez intensywne opady deszczu oraz określania przepływów charakterystycznych został opracowany model regionalny małej zlewni MOREMAZ I i II (Ostrowski 1994, 2010). Przykłady wykorzystania modeli hydrologicznych zawierających

tzw. hortonowskie wskaźniki odnaleźć można między innymi w pracach Więzika (1987, 2010), Nowickiej i Soczyńskiej (1991), Ciupy (2010), Kroczaka (2010). Wymienione modele, łączą elementy ilościowej analizy geomorfologicznej opartej na podstawowych parametrach fizycznogeograficznych zlewani (powierzchnia zlewni, liczba i długość cieków) i geomorfologicznych prawach Hortona (1945) i Schumma (1956) z parametrami chwilowego hydrogramu jednostkowego (Więzik 1987). Badania struktury systemów rzecznych małych zlewni karpackich pozwolą ustalić w jakiej części badanych zlewni, parametry hydrologiczne gwałtownych wezbrań, można obliczać stosując modele hydrologiczne wykorzystujące w swej strukturze tzw. hortonowskie wskaźniki sieci rzecznej.

Analizą hortonowską systemów rzecznych w zlewniach karpackich zajmowali się miedzy innymi Dobija i Dynowska (1975) Bajkiewicz-Grabowska (1987), Więzik (1987, 2010), Ziemońska i Żelaziński (1984). Na szczególną uwagę zasługuje praca Bajkiewicz-Grabowskiej (1987), w której Autorka na podstawie danych pozyskanych z map w skali 1: 100 000 przeanalizowała systemy rzeczne kilkunastu zlewni położonych w różnych regionach fizycznogeograficznych Polski (w tym 25 karpackich), badając zmiany wskaźników bifurkacji R_B i długości sieci rzecznej R_L. Dotychczasowe badania prowadzone były w zlewniach o powierzchni kilkuset km^2. Brakuje badań nad strukturą sieci rzecznej w odniesieniu do małych zlewni, w których najczęściej występują gwałtowne wezbrania opadowo-nawalne (Bryndal 2008).

W niniejszej pracy zaprezentowano wyniki analizy hortonowskiej systemów rzecznych małych zlewni Pogórzy Strzyżowskiego, Dynowskiego i Przemyskiego oraz NW części Gór Turczańsko-Sanockich. Prowadzone badania miały odpowiedzieć na następujące pytania: 1) czy sieć rzeczna małych zlewni karpackich rozwija się zgodnie z prawami określonymi przez Hortona (1945) i Schumma (1956), 2) jakie są przeciętne wartości wskaźników R_B, R_L, R_A, w zlewniach, których systemy rzeczne spełniają wymienione prawa, 3) jakie jest średnie tempo rozwoju systemów rzecznych, 4) jakimi cechami charakteryzują się systemy rzeczne w zlewniach, które nie spełniają któregokolwiek z wymienionych praw.

Obszar badań (ryc. 1A) budują głównie utwory fliszowe płaszczowiny Śląskiej i Skolskiej. Wierzchowina Pogórza Strzyżowskiego znajduje się na wysokości 300–400 m n.p.m. Jest ona pocięta licznymi dolinkami o wypukłych lub wypukło-wklęsłych stokach o nachyleniu dochodzącym do 20°. Wysokości względne mieszczą się tu w przedziale 50–300 m. Północna część Pogórza Dynowskiego, to wyżynna powierzchnia, o szerokich garbach wznosząca się na wysokość 350–450 m n.p.m. W źródłowych częściach dolin, przeważnie wypukłe stoki osiągają nachylenie 10–20°. Wysokości względne mieszczą się w przedziale 150–200 m. Pogórza Strzyżowskie i Dynowskie to regiony rolnicze. Na Po-



Ryc. 1. Teren badań. Regiony fizycznogeograficzne

(A), wyniki analizy hortonowskiej (B), zlewnie spełniające prawa Hortona i Schumma na tle rzeźby terenu (C). 1 – płaszczowina Śląska, 2 – płaszczowina Skolska. R_B – zlewnie spełniają pierwsze prawo Hortona, $R_B R_L$ – zlewnie spełniające pierwsze i drugie prawo Hortona, $R_B R_L R_A$ – zlewnie spełniające wszystkie prawa Hortona i Schumma.

Fig. 1. The study area. Geographical regions

(A), the results of the hortonian analysis (B), basins where the drainage systems is in accordance with Hortonian and Schumm's laws on the background of the relief (C). 1 – Śląska Napple, 2 – Skolska Napple, R_B – first Hortonian law is obey, $R_B R_L$ – first and the second Hortonian law is obey, $R_B R_L R_A$ – all Hortonian and Schamm's laws are obey.

górzu Przemyskim, wysokości bezwzględne wzrastają w kierunku południowo-wschodnim od 400 do 500 m n.p.m., wysokości względne rzadko przekraczają 300 m a charakter rzeźby nabiera wyglądu gór rusztowych. Typowa rzeźba rusztowa, będąca odzwierciedlaniem budowy geologicznej występuje w Górach Turczańsko-Sanockich. W regionie tym, wzrastają wysokości bezwzględne i względne, które przekraczają odpowiednio 600 m oraz 300 m. Lasy zajmują prawie 70% regionu. Średnie roczne temperatury powietrza na badanym terenie mieszczą się w granicach 6–8°C, a średnie sumy opadów atmosferycznych wynoszą od 700––800 mm (Obrębska-Starklowa i in. 1995).

Założenia analizy hortonowskiej

Analiza geomorfologiczna wykorzystuje elementy ilościowej analizy sieci rzecznej, zaproponowanej po raz pierwszy przez Hortona (1945). Podstawą tego typu analiz jest logiczne uporządkowanie cieków w całym systemie rzecznym polegające na przyporządkowaniu każdemu odcinkowi cieku liczby, określającej jego rząd, wynikający z położenia tego odcinka w rozpatrywanym systemie drenarzu powierzchniowego (Bajkiewicz-Grabowska 1987). Początkowo analiza ilościowa zaproponowana przez Hortona bazowała na klasyfikacji tegoż autora (Bras i Rodriguez-Iturbe 1989). Później, oparto ją na klasyfikacji Strahlera (1957), w myśl której cieki nie posiadające dopływów są ciekami pierwszego rzędu. Jeśli łączą się dwa cieki rzędu *i* to tworzą cieki rzędu *i*+1. Połączenie dwóch cieków różnych rzędów, skutkuje tym, że ciek bezpośrednio poniżej połączenia jest tego samego rzędu, co wyższy z łączonych cieków. Mając uporządkowany system rzeczny wg tej klasyfikacji można obliczyć parametry opisujące strukturę sieci rzecznej danej zlewni (Bajkiewicz-Grabowska 1987).

Opisują ją trzy wskaźniki, które dla całej zlewni oblicza się wg następujących wzorów:

$$R_B = \frac{\sum_{i=1}^{M-1} \frac{N_i}{N_i + 1}}{M - 1} \tag{1.1}$$

$$R_L = \frac{\sum_{i=1}^{M-1} \frac{L_i + 1}{L_i}}{M - 1} \tag{1.2}$$

$$R_A = \frac{\sum_{i=1}^{M-1} \frac{A_i + 1}{A_i}}{M - 1} \quad (1.3)$$

gdzie: N_i – liczba odcinków sieci rzecznej rzędu i, L_i – średnia długość sieci rzecznej rzędu i, A_i – średnia powierzchnia zlewni jaką odwadniają cieki rzędu i, M – najwyższy rząd sieci.

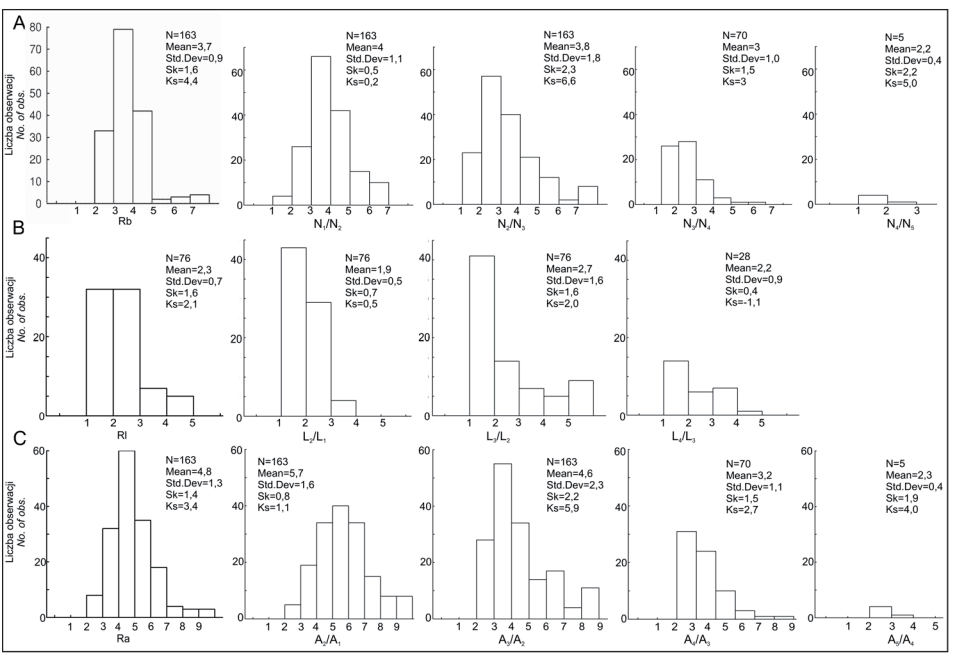
Aby system rzeczny danej zlewni można było opisać przy pomocy wymienionych wskaźników, należy najpierw sprawdzić, czy rozwija się on zgodnie z prawami Hortona (1945) i Schumma (1956). Sprawdzenie to polega na wykreśleniu wykresów $logNi(i)$, $logL_i(i)$, $logA_i(i)$. Punkty układające się wzdłuż linii prostej wskazują, że system rzeczny spełniają wymienione prawa a wskaźniki R_B, R_L, R_A mogą być zastosowane do opisu struktury sieci rzecznej.

Metody i materiały

Badania prowadzono w zlewniach o powierzchni mniejszej od 35,2 km^2. Granica ta odpowiada powierzchni największej zlewni, w której odnotowano gwałtowne wezbranie spowodowane przez jednorazowy epizod opadowy w Karpatach (Bryndal 2011). Analizę sieci rzecznej prowadzono z zastosowaniem pakietu oprogramowania ArcGis 9.3 z nakładką Hydro-Tools. Pakiet ten zawiera moduły, konieczne do tzw. hortonowskiej analizy sieci rzecznej. Dla potrzeb prowadzonych badań, wygenerowano rastrowy cyfrowy model terenu (DTM) o rozdzielczości 20x20 m. Został on utworzony na podstawie danych wektorowych w skali 1:10 000. Sieć rzeczną uzyskano z bazy wektorowej poziomu II w skali 1: 50 000 (V-mapy). Obraz sieci rzecznej na V mapie nieznacznie odbiega od tego, który jest na mapie w skali 1:50 000. Procedura pozyskiwania danych potrzebnych do obliczeń wskaźników R_B, R_L, R_A, przebiegała następująco: 1) wydzielenie zlewni o pow. mniejszej od 35,2 km^2, 2) przeprowadzenie klasyfikacji sieci rzecznej zgodnie z topologią Strahlera, 3) odrzucenie bardzo małych zlewni, w których system rzeczny składał się tylko z cieków 1 i 2 rzędu. W takich zlewniach nie można ocenić czy system rzeczny rozwija się zgodnie z opisanymi prawami. 4) Wydzielenie zlewni cząstkowych dla cieków poszczególnych rzędów, 5) analiza geobazy i pozyskanie danych koniecznych do sprawdzenia czy system rzeczny rozwija się zgodnie z prawami Hortona i Schumma, 6) obliczenie wskaźników R_B, R_L, $R_{A,}$ i powiazanie ich ze zlewniami 7) analiza prawidłowości rozmieszczenia zlewni w terenie.

Wyniki

Analiza DEM-u pozwoliła wydzielić granice 276 zlewni o powierzchni mniejszej od 35,2 km^2 (ryc. 1B). Sieć rzeczną tych zlewni sklasyfikowano zgodnie z założeniami topologii Strahlera (1957), a następnie wydzielono 163 zlewnie, w których systemy rzeczne spełniały warunek $M \geq 3$. W pozostałych 113 zlewniach, system rzeczny składał się z cieków 1 i 2 rzędu. Najczęściej były to zlewnie o powierzchni mniejszej od 3 km^2. Spośród 163 zlewni, które były przedmiotem dalszych badań, największą liczbę (57%) stanowiły te, w których system rzeczny był rozwinięty do cieków 3 rzędu. Około 40% badanych zlewni posiadało system rzeczny rozwinięty do cieków 4 rzędu. Tylko pięć zlewni miało system rzeczny, rozwinięty do cieku 5 rzędu (ryc. 2).



Ryc. 2. Wyniki analizy statystycznej systemów rzecznych badanych zlewni w odniesieniu do liczby cieków (A), średniej długości cieków (B), średniej powierzchni zlewni (C).

Fig. 2. The results of statistical analysis of the river system in the basins studied in relation to number of stream (A), mean length of stream (B), mean watershed's area (C).

Analiza wykresów funkcji log$N_i(_i)$ wykazała, że systemy rzeczne w analizowanych zlewniach, rozwijają się zgodnie z prawem liczby cieków (tzw. pierwsze prawo Hortona). Średnia wartość wskaźnika bifurkacji w badanych zlewniach wynosi R_B=3,7 i charakteryzuje się małą zmiennością o czym świadczy niska wartość odchylenia standardowego (Std. Dev=0,9; Cv=21%). Około 80% zlewni ma wskaźnik R_B mieszczący się w przedziale 2,7–4,7, chociaż występują również dosyć wysokie wartości (6–7). Podobne wartości współczynnika bifurkacji w górnych fragmentach zlewni większych rzek karpackich (3–4,5) otrzymała Bajkiewicz-Grabowska (1987). Systemy rzeczne charakteryzują się różnym tempem bifurkacji. Średnie wartości ilorazów N_1/N_2 (4,0), N_2/N_3 (3,8) oraz N_3/N_4 (3) wskazują, że systemy rzeczne badanych zlewni rozwijają się w podobnym tempie, aż do cieków czwartego rzędu. Analiza histogramów wskazuje, że na jeden ciek drugiego rzędu najczęściej przypada 3–4 cieki rzędu pierwszego, a na cieki kolejnych rzędów przypada najczęściej 2–3 cieki rzędu niższego (Ryc. 2A).

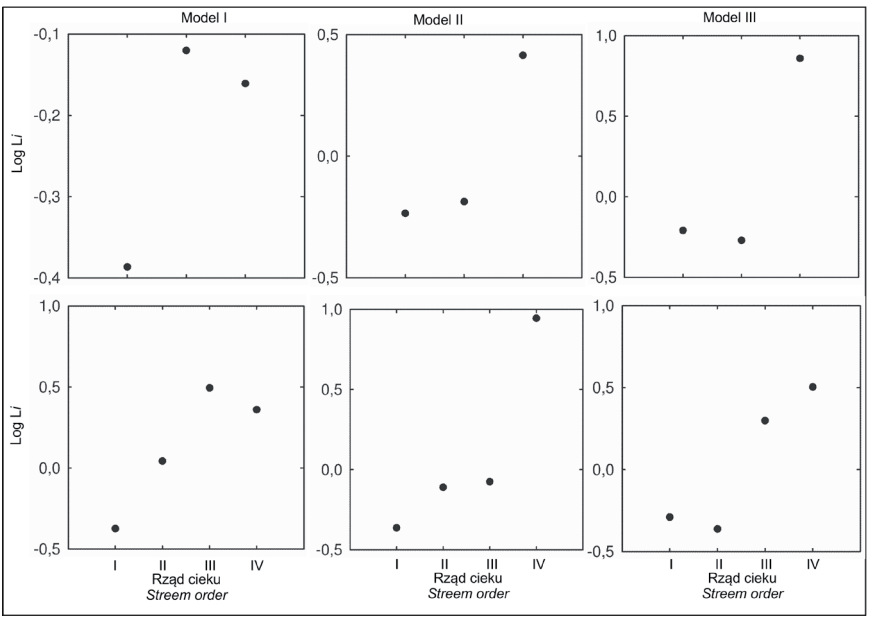
Prawo długości cieków (tzw. drugie prawo Hortona) jest spełnione w 76 spośród 163 zlewni (46%). Zatem, nie w każdej zlewni sieć rzeczna rozbudowuje się w myśl prawa długości cieków, mimo, że spełnione jest prawo liczby cieków. Zwraca na to również uwagę w swej pracy Bajkiewicz-Grabowska (1987). Są to zlewnie, w których system rzeczny rozwinięty jest do cieków 3 rzędu. Średnia wartość wskaźnika R_L wyniosła 2,3 i charakteryzuje się nieco większą zmiennością niż wskaźnik R_B (Std. Dev=0,7, Cv=30%). Dla 80% zlewni wartość ta mieści się w przedziale 1,7–3,7. Przeciętne wartości ilorazów L_2/L_1 (1,9), L_3/L_2 (2,7), L_4/L_3 (2,2) wskazują, że kolejne ogniwa w systemie rzecznym rozwijają się w podobnym tempie. Zróżnicowanie średniej długości cieków kolejnych rzędów prezentuje tabela 1. Średnie długość cieków kolejnych segmentów wzrastają, jednakże tempo tego wzrostu jest różne.

Tabela 1. Zróżnicowanie średniej długości cieków rzędów *i* [km].
Table 1. Differentiation of average length of stream with the order *i* [km].

Rząd cieku Stream order	N	Mean	Min	Max	Q10	Q25	Q50	Q75	Q90
1	76	0,5	0,2	0,9	0,4	0,5	0,5	0,6	0,7
2	76	1,0	0,4	1,7	0,6	0,7	0,9	1,1	1,5
3	76	2,6	0,8	7,1	1,2	1,5	2,1	3,0	5,8
4	28	3,9	1,8	6,2	2,1	2,6	4,1	5,1	6,1

Źródło: Obliczenia własne. N-liczba zlewni, Mean – średnia, Q10-Q90 – wartości percentyli.
Source: This study. N-number of basins, Q10-Q90 – percentiles.

W pozostałych 87 zlewniach system rzeczny rozwijał się najczęściej według trzech modeli (ryc. 3). W modelu I, system rzeczny rozwija się zgodnie z założeniami drugiego prawa Hortona do cieków rzędu *M-1*. Zakłócenie w rozwoju występuje w ostatnim ogniwie systemu rzecznego. Średnia długość cieków najwyższego rzędu jest niższa od średniej długości cieków rzędu *M-1* (ryc. 3, Model I). W modelu II, średnie wartości cieków kolejnych rzędów wzrastają, jednakże tempo tego wzrostu jest różne (ryc. 3, Model II). W trzecim z modeli średnia długość cieków drugiego rzędu jest niższa niż cieków pierwszego rzędu (ryc. 3, Model III). Zlewnie, w których systemy rzeczne rozwinęły się zgodnie z opisanymi modelami stanowią łącznie 62% spośród tych, które nie spełniają drugiego prawa Hortona. Najliczniej występują zlewnie, w których system rzeczny nosi cechy przedstawione w modelu I (21 zlewni–24%). Każdy z pozostałych modeli jest reprezentowany przez 17 zlewni.



Ryc. 3. Modele rozwoju sieci rzecznej w zlewniach, które nie spełniały prawa długości cieków.
Fig. 3. The river system development models for the basins in which the length law was invalid.

Analiza wykresów funkcji $\log A_i(_i)$ wykazała, że prawo powierzchni zlewni, zaproponowane przez Schumma (1956), spełnione jest we wszystkich badanych zlewniach. Średnia wartość wskaźnika powierzchni zlewni R_A wynosi 4,8 przy

miarach zmienności wynoszących Std. Dev=1,3; Cv=27%. Oznacza to, że średnia powierzchnia zlewni, którą odwadniają cieki kolejnych rzędów wzrasta przeciętnie o ok. pięć razy, przy czym prawidłowość ta obejmuje zlewnie odwadniane przez cieki 1, 2 i 3 rzędu (ryc. 2C) w których średnie wartości ilorazów wynoszą odpowiednio A_2/A_1 (5,7) i A_3/A_2 (4,6). Średnią powierzchnię zlewni, jaką odwadniają cieki kolejnych rzędów prezentuje tabela 2. Cieki pierwszego rzędu odwadniają średnio zlewnie o powierzchni 0,3 km^2. Wielkość ta wzrasta w dosyć szybkim tempie przy przejściu do cieków kolejnych rzędów.

Tabela 2. Zróżnicowanie średniej powierzchni zlewni cieków rzędu *i* [km^2].
Table 2. Differentiation of average basin's area of the *i* order stream [km^2].

Rząd cieku Stream order	N	Mean	Min	Max	Q10	Q25	Q50	Q75	Q90
1	163	0,3	0,1	0,9	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4
2	163	1,8	0,6	4,3	1,0	1,2	1,6	2,3	2,8
3	163	8,1	2,1	30,9	3,3	4,7	7,0	10,4	13,3
4	70	22,8	6,8	35,0	10,4	15,6	22,8	30,5	34,6
5	5	29,3	20,3	35,0	20,3	21,5	34,7	34,8	35,0

Źródło: Obliczenia własne. Oznaczenia jak w tabeli 1.
Source: This study. Labeled like table 1.

Rycina 1B, C, przedstawia rozmieszczenie zlewni, które spełniają wszystkie trzy prawa. Należy podkreślić, że są one w miarę równomiernie rozmieszczone. Nieco większa koncentracja występuje w północno-zachodniej części Pogórzy Strzyżowskiego i Dynowskiego. Wydaje się, że budowa geologiczna i rzeźba terenu są tymi komponentami środowiska przyrodniczego, które w istotny sposób zaburzają tzw. hortonowski model rozwoju sieci rzecznej. Na badanym terenie oba te komponenty środowiska wykazują znaczny stopień zróżnicowania jednakże, trudno dostrzec, że wywierają one istotny wpływ na rozmieszczenie zlewni, które spełniają wszystkie założenia analizy hortonowskiej. Zlewnie takie pojawiają się w południowo-wschodniej części regionu (Pogórze Przemyskie, Góry Turczańsko-Sanockie), która wykazuje cechy rzeźby rusztowej z kratowym układem sieci rzecznej. Występują również w północnej części Pogórza Dynowskiego, gdzie występuje miąższa warstwa czwartorzędowych osadów deluwialnych oraz w północno-wschodniej części Pogórza Strzyżowskiego, gdzie na powierzchni terenu pojawiają się wychodnie gruboławicowych piaskowców warstw inoceramowych, a sieć rzeczna ma układ dendryczny.

Podsumowanie

Odwzorowanie fal powstałych w wyniku gwałtownych opadów deszczu, oraz obliczenia parametrów charakterystycznych wezbrań w małych zlewniach niekontrolowanych, możliwe jest przy zastosowaniu modeli hydrologicznych. Część z nich w swej strukturze wykorzystuje zaproponowane przez Hortona (1947) i Schumma (1956) ilościowe wskaźniki charakteryzujące sieć rzeczną. Badania, przeprowadzone w 163 małych zlewniach pogórzy Dynowskiego, Strzyżowskiego i Przemyskiego oraz NW części Gór Turczańsko-Sanockich wykazały, że systemy rzeczne w ponad połowie badanych zlewni nie spełniają tzw. drugiego prawa Hortona. Zatem, w większości zlewni o powierzchni mniejszej od 35,5 km^2, a w takich najczęściej występują lokalne powodzie w Karpatach, te z modeli hydrologicznych, które wymagają wskaźników R_B R_L i R_A nie mogą być stosowane.

W Polsce, badania nad modelowaniem hydrologicznym parametrów gwałtownych wezbrań, koncentrowały się przede wszystkim na modelach korzystających w swej strukturze tzw. hortonowskie wskaźniki (Ostrowski 1994, Soczyńska 1997, Więzik 1987, 2010). Przedstawione w artykule wyniki badań wskazują, że należało by podjąć szerzej zakrojone prace nad wykorzystaniem tych modeli hydrologicznych, które nie wymagają wskaźników R_B R_L i R_A. Jednym z takich modeli jest model SCS-UH (Soil 1986), który zastosowano do rekonstrukcji przepływu maksymalnego odnotowanego podczas wezbrań opadowo-nawalnych w małych zlewniach (Bryndal i in. 2010a, b). O jego przydatności może świadczyć fakt, ze wyniki otrzymane w wyniku symulacji fali wezbraniowej przy zastosowaniu modelu nieznacznie odbiegały od tych, które uzyskano z bezpośrednich pomiarów.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., 1987, Systemy rzeczne i stopień ich uporządkowania, Przegląd Geofizyczny, 32(3): 303–318.

Bras R., L., Rodriguez-Iturbe I., 1989, A review of the search for quantitative link between hydrologic response and fluvial geomorphology, IAHS Publication, 181: 149–163.

Bryndal T., 2008, Parametry zlewni w których wystąpiły lokalne powodzie, ANNALES UMCS, sec. B, vol. LXIII, 10: 176–200.

Bryndal T., 2011, Identyfikacja małych zlewni podatnych na formowanie gwałtownych wezbrań na przykładzie Pogórza Dynowskiego, Strzyżowskiego i Przemyskiego, Przegląd Geograficzny, 83(1): 5–26.

Bryndal T., Cabaj W., Gębica P., Kroczak R., 2010a, Gwałtowne wezbrania spowodowane nawalnymi opadami deszczu w zlewni potoku Wątok (Pogórze Ciężkowickie), [w:] Ciupa T., Suligowski R. (red.), Woda w badaniach geograficznych, Wyd. Instytut Geografii Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce: 307–319.

Bryndal T., Cabaj W., Suligowski R., 2010b, Hydrometeorologiczna interpretacja gwałtownych wezbrań małych cieków w źródłowej części Wielopolki w dniu 25 czerwca 2009 roku, [w:] Magnuszewski A. (red.), Hydrologia w ochronie i kształtowaniu środowiska, Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, 69(2): 81–91.

Ciupa T., 2010, Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialny w małych zlewniach, Wyd. Uniwersytetu Humanistyczno-Przyrodniczego Jana Kochanowskiego, Kielce.

Collier C., 2007, Flash flood forecasting: what are the limits of predictability? Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 133 (622A): 3–23.

Dobija A., Dynowska I., 1975, Znaczenie parametrów fizjograficznych dla ustalenia wielkości odpływu rzecznego, Folia Geogr. ser. Geogr. Physica, vol. IX: 77–127.

Gutry-Korycka M., 1987, statystyczne metody opisu sieci rzecznej, Przegląd Geofizyczny, 32(2): 147–163.

Horton R. E., 1945, Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to the quantitative morphology, Geological Society of America Bulletin, 56: 275–370.

Kroczak R., 2010, Wpływ dróg polnych na kształtowanie linii odpływu powierzchniowego na przykładzie zlewni Zalasówki (Pogórze Ciężkowickie), [w:] Ciupa T., Suligowski R. (red.) Woda w badaniach geograficznych, Wyd. Uniwersytetu Humanistyczno-Przyrodniczego Jana Kochanowskiego, Kielce: 229–334.

Montz B.E, Grunfest E., 2002, Flash flood mitigation: recommendations for research and applications, Natural Hazard, 4: 15–22.

Nowicka B., Soczyńska U., 1991, Modelowanie odpływu powierzchniowego metodą geomorfologiczną i hydrodynamiczną, Prace i Studia Geograficzne UW., 12: 177–186.

Obrębska-Starklowa B., Hess M., Olecki Z., Trepińska J., Kowanetz L., 1995, Klimat, [w:] Warszyńska J. (red.), Karpaty, Wyd. UJ, Kraków: 31–47.

Ostrowski J., 1994, Model regionalny malej zlewni MOREMAZ-1. Materiały badawcze IMGW, Hydrologia i Oceanologia, 17.

Ostrowski J., 2010, Wkład programu małych zlewni IMGW w rozwój hydrologii, [w:] Więzik B. (red.), Hydrologia w inżynierii i gospodarce wodnej, Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, 68(1): 21–32.

Schumm S. A., 1956, Evolution of drainage systems and slopes in badlands and Perth Amboy, NY, Geological Society of America Bulletin, 67: 597–646.

Soczyńska U. (red.) 1997, Predykacja opadów i wezbrań o zadanym czasie powtarzalności, Wyd. UW, Warszawa

Soil Conservation Service, 1986, Urban hydrology for small watersheds, Technical Report 55, USDA, Springfield, VA.

Strahler A., N., 1957, Quantitative analysis of watershed geomorphology, Trans. Agu. 63, 1117–1142.

Więzik B., 1987, Geomorfoklimatyczny hydrogram odpływu, Przegląd Geofizyczny, 32(3): 319–332.

Więzik B., 2010, Przepływy maksymalne roczne o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia w małych zlewniach niekontrolowanych, Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, 68: 153–165.

Ziemońska Z., Żelaziński J., 1984, Geomorfologiczny chwilowy hydrogram jednostkowy i jego wykorzystanie w modelu prognozy odpływu, Przegląd Geofizyczny, 29(3): 317–331.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Roman Cieśliński, Paweł Leśniowski

Uniwersytet Gdański,
Instytut Geografii, Katedra Hydrologii
Bażyńskiego 4, 80–952 Gdańsk
georc@univ.gda.pl

ROZMIESZCZENIE I RODZAJE WYPŁYWÓW WÓD PODZIEMNYCH W DORZECZACH RZEK WOJEWÓDZTWA POMORSKIEGO NA MAPACH HYDROGRAFICZNYCH POLSKI W SKALI 1 : 50 000

LOCATION AND TYPES OF GROUNDWATER OUTFLOWS IN CATCHMENT RIVERS OF POMERANIAN REGION ON THE POLISH HYDROGRAPHIC MAPS IN SCALE 1 : 50 000

Streszczenie: Celem pracy jest analiza treści map hydrograficznych Polski w skali 1:50 000 pod względem liczby, rozmieszczenia i typów wypływów wód podziemnych na obszarze województwa pomorskiego, a także porównanie uzyskanych wyników z danymi źródłowymi zaczerpniętymi z literatury. Na mapach hydrograficznych jest 361 wypływów wód podziemnych, zaś łącznie z danymi uzyskanymi z różnych badań terenowych 734 wypływy.

Słowa kluczowe: województwo pomorskie, wypływy wód podziemnych, rodzaje, rozmieszczenie

Summary: The aim of this study is to analyze the content of Polish hydrographic maps in scale 1:50 000 in terms of quantity, location and types of groundwater outflows in the Pomerania region, and comparing the results obtained from the raw data taken from literature. As a result, on maps of hydrographic registered 361 groundwater outflows, and together with the data obtained by different authors, conducting his research directly in the field 734 outflows.

Key words: Pomeranian region, groundwater flows, types, distribution

Wprowadzenie

Wypływy wód podziemnych są przejawem krążenia wody w przyrodzie. Specyfika wypływów w całym cyklu obiegu wody sprawia, że pełnią role łącznika miedzy wodami podziemnymi a powierzchniowymi.

Obszar Polski należy do stosunkowo dobrze poznanych pod względem hydrograficznym. Pierwsze kartowania obszaru dawnego województwa gdańskiego wykonane zostały w latach 90. ubiegłego stulecia. Nowe badania, jakie wykonano na początku XXI wieku rzuciły nowe światło na pogląd o występowaniu obiektów krenologicznych na obszarze Polski północnej. W ubiegłym stuleciu istniał pogląd, że obszar Polski północnej w odróżnieniu od części południowej i centralnej jest ubogi w wypływy wód podziemnych (Dynowska 1986). Potwierdzeniem tego jest niewielka liczba publikacji, spośród których wymienić należy prace: Kobendziny (1949), Tomalaka (1968), Błaszkowskiego (1969), Nowakowskiego (1977), Maksymiuka (1977), Choińskiego (1995), czy Moniewskiego (2004).

Obecne badania (Fac-Beneda i Hryniszak 2007, Fac-Beneda 2008, 2009; Choiński, 2009; Choiński, Ptak, 2009) nie potwierdziły jednak tej tezy. Z przeprowadzonych choćby badań w pradolinie Redy-Łeby w okolicy miejscowości Lębork nad Jeziorem Lubowidzkim stwierdzono występowanie blisko 70 wypływów wód podziemnych (Fac-Beneda i Hryniszak 2007). Z kolei w dorzeczu Odry Choiński i Ptak (2009) wymienili 2611 obiektów frenologicznych, zaś analiza map hydrograficznych przez Choińskiego (2009) wykazała, że na 94 arkuszach obejmujących zlewnie Przymorza i Zalewu Szczecińskiego zarejestrowano 336 obiektów krenologicznych. Wśród nich najwięcej było źródeł stałych – 211 (62,8%), wycieków – 58 (17,3%), źródeł okresowych – 53 (15,8%) i młak – 8 (2,4%).

Obszar objęty zlodowaceniem północnopolskim charakteryzuje się licznie występującymi wypływami wód podziemnych. Należy on do obszarów o stosunkowo dobrej wymianie wód, z możliwością drenowania pierwszego i drugiego poziomu wodonośnego (Jokiel 2004). Na obszarach młodoglacjalnych występowanie wypływów wód podziemnych spowodowane jest przecięciem warstw wodonośnych w rejonie styków w obrębie koryt i dolin rzecznych (Drwal 1979, Drwal i Trapp 1992).

Celem pracy jest analiza treści map hydrograficznych Polski w skali 1:50 000 pod względem liczby, rozmieszczenia i typów wypływów wód podziemnych na obszarze województwa pomorskiego.

Hydrogeologia obszaru badań

Województwo pomorskie należy do nielicznych w Polsce posiadających bogate zasoby wód podziemnych. Zasoby wód podziemnych występują w trzech podstawowych piętrach wodonośnych: czwartorzędowym, trzeciorzędowym i kredowym. Pokrywa czwartorzędowa decyduje o wielkości i tempie infiltracji. Pełni

też rolę pewnego rodzaju regulatora procesu zasilania niżej położonych struktur wodonośnych (Jokiel 2004). Ogólne zasoby eksploatacyjne wód podziemnych szacowane są na 1 413,6 hm^3.

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje w obrębie poziomów międzyglinowych, dolinnych, pradolinnych, sandrowych, oraz form kopalnych. Głębiej zalegają poziomy wodonośne miocenu i oligocenu. Największe rozprzestrzenienie mają holoceńskie i plejstoceńskie warstwy wodonośne. Poziom ten jest związany z piaskami wodnolodowcowymi i osadami morskimi (Sadurski i Paczyński 2007).

Wody powierzchniowe

Sieć rzeczna w województwie pomorskim jest bardzo urozmaicona, jej kształt zasadniczo został wymodelowany w plejstocenie i holocenie. W centralnej części województwa na Pojezierzu Kaszubskim, rzeki wraz ze swymi dopływami tworzą system hydrograficzny nazywany kaszubskim systemem hydrograficznym (Drwal 2001). Jest to obszar źródliskowy wielu rzek: Wieprzy, Słupi, Łupawy, Łeby, Redy, Raduni, Wierzycy, Wdy i Brdy. Wschodnia część województwa przechodzi w deltowy system hydrograficzny. Jest to obszar silnie przekształcony przez człowieka. Większość rzek w województwie bierze początek na znacznych wysokościach (od 140 do 200 m n.p.m.), co wpływa na spadki, które mieszczą się w przedziale 2–3 ‰.

W większości zlewni rzek województwa dominuje podłoże o dobrej przepuszczalności, co wpływa na prędkość i wielkość zasilania podziemnego oraz szybkość drenowania. Takie uwarunkowania wpływają na zdolność retencji.

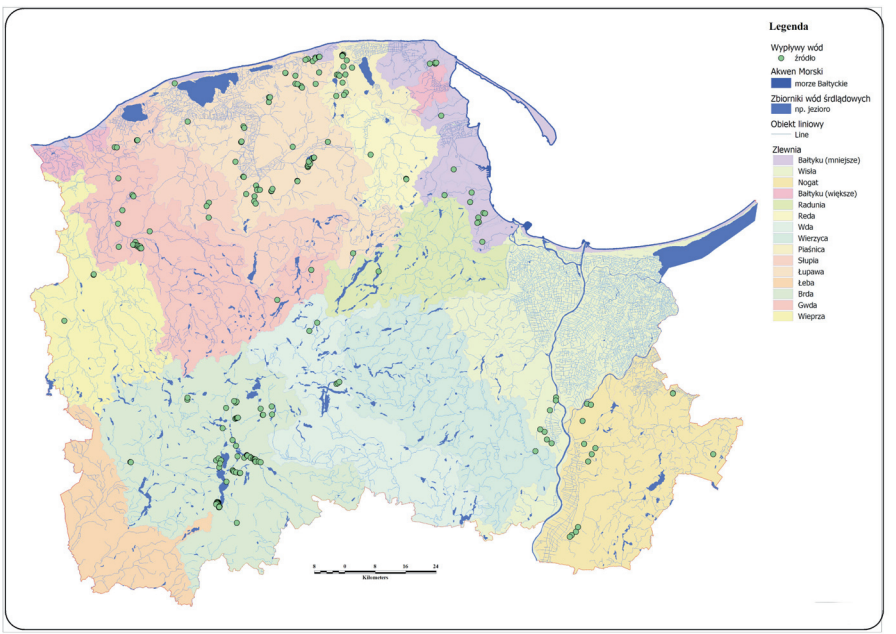
Województwo pomorskie charakteryzuje się dużą liczbą jezior, których liczbę szacuje się na około osiemnaście tysięcy (łącznie z oczkami poniżej 1 ha). Najwyższy współczynnik jeziorności jest na Pojezierzu Kaszubskim – około 3,8 % (Drwal 2001). Jeziora w województwie pomorskim są bardzo zróżnicowane pod względem wielkości. Dominują oczka polodowcowe, zaś do największych jezior w województwie pomorskim należą: Łebsko (7020,0 ha), Gardno (2 468,1 ha), Żarnowieckie (1 431,6 ha), Charzykowskie (1 368,3 ha).

Obiekty krenologiczne obszaru badań

Źródła

Obszar województwa pomorskiego jest bardzo zróżnicowany pod kątem występowania źródeł. Ich rozmieszczenie jest bardzo nierównomierne (ryc. 1). Ogólna

liczba zarejestrowanych źródeł wynosi 210. Bardzo duże występowanie tego typu obiektów można zaobserwować w dorzeczu Brdy, Łeby, Słupi i Piaśnicy (tab. 1). Największa ilość 63 źródeł zlokalizowana jest w dorzeczu Brdy, która wraz z dorzeczem Łeby (50 źródeł) stanowi obszar ponad 50% tego typu wypływów na terenie województwa. Źródła w dorzeczu Brdy występują w dolinach rzecznych lub jeziornych, znaczna część zlokalizowana jest także w pobliżu mis jeziornych (Jezioro Charzykowskie, jezioro Dybrzyk). Dorzecze Piaśnicy w porównaniu do dorzecza Wierzycy posiada słabiej rozbudowany system rzeczny. Posiada ono jedno źródło, zaś w dorzeczu Wierzycy zaobserwowano ich 16. Powodem takiego stanu rzeczy może być skomplikowana budowa geologiczna, na Wyniesieniu Łeby (obszar dorzecza Piaśnicy). Średnia głębokość na tym terenie waha się od 2 do 5 m p.p.t., a niekiedy przekracza ponad 20 m. Wydajność wszystkich źródeł wg map hydrograficznych na analizowanym obszarze wynosi 153,7 $dm^3 \cdot s^{-1}$.



Ryc. 1. Lokalizacja źródeł na terenie województwa pomorskiego (Leśniowski 2011)
Fig. 1. Location of sources in the province of Pomerania (Leśniowski 2011)

Tabela 1. Zróżnicowanie ilości źródeł w województwie pomorskim z podziałem na dorzecza
Table 1. Diversification of sources in the Pomeranian province divided into river basin

Dorzecze	Liczba źródeł
Brda	63
Łeba	50
Słupia	20
Piaśnica	16
Zlewnia Nogatu	11
Zlewnia Wisły	7
Łupawa	7
Wda	6
Zlewnia Bałtyku	4
Bałtyku Czarna Wda (Czarna Woda)	4
Zlewnia Kanału Elbląskiego	3
Zlewnia Bałtyku – potok Jelitkowski	3
Wieprza	3
Reda	3
Kacza	3
Zlewnia Bałtyku – Swelina	2
Zlewnia Bałtyku – potok Bładzikowski	1
Wierzyca	1
Strzyża	1
Radunia	1
Cisa	1
Suma	210

Źródła okresowe

Na terenie województwa pomorskiego występują także źródła okresowe, choć jedynie na zachodzie obszaru badań. Źródła okresowe rozmieszczone są w dwóch dorzeczach Wieprzy i Słupi. Na 47 tego typu obiektów 35 znajduje się w dorzeczu Wieprzy.

Wycieki

Rozmieszczenie wycieków w województwie pomorskim jest bardzo urozmaicone (tab. 2). Najwięcej wypływów zlokalizowanych jest w dorzeczu Łeby – 23 (około 25% wszystkich wycieków), a następnie w zlewni Nogatu – 20 (23%), dorzeczu Wieprzy – 11 (około 13%) i Słupi – 10 (około 12%). Pozostałe 32 wysięki zlokalizowane są w obrębie 9. dorzeczy. Bardzo duża liczba wycieków znajduje się w środkowym odcinku dolnej Wisły. Jest to obszar niziny aluwialnej, o stosunkowo płaskim reliefie powierzchni odznaczający się kilkudziesięcioma metrami deniwelacji. Płytko położone osady morenowe przykryte seriami fluwioglacjal-

nymi, powodują zaleganie pierwszego zwierciadła wód gruntowych maksymalnie do głębokości 2,5 m p.p.t. Stosunkowo małe nachylenie terenu wraz z małą wydajnością powodują, że wypływy wód podziemnych nie uformowały większego odpływu rzecznego.

Tabela 2. Zróżnicowanie liczby wycieków w województwie pomorskim z podziałem na dorzecza
Table 2. Diversification of leaks in the Pomeranian province divided into river basin

Dorzecze	Liczba
Zlewnia Bałtyku – Swelina	1
Zlewnia Bałtyku – potok Jelitkowski	1
Łupawa	1
Strzyża	2
Potynia	3
Wierzyca	5
Zlewnia Wisły	6
Piaśnica	6
Zlewnia Bałtyku	7
Słupia	10
Wieprza	11
Zlewnia Nogatu	20
Łeba	23
Suma	96

Młaki

Na terenie województwa pomorskiego występuje 7 młak, które zlokalizowane są w dorzeczu Łeby. Jest to rejon bardzo urozmaicony pod względem budowy geologicznej, morfologii, jak i stosunków wodnych. Deniwelacje terenu przekraczają 200 m. Głębokość zalegania zwierciadła wód podziemnych mieści się w zakresie od 0 do 5 metrów, zaś wahania roczne są na poziomie od 0,5 do 1,5 m. Zwierciadło wody układa się na wysokości od 2,5 m n. p. m do poziomu morza. Dla wszystkich młak ustalono wydajność na poziomie od 0,5 do 1 $dm^3 \cdot s^{-1}$.

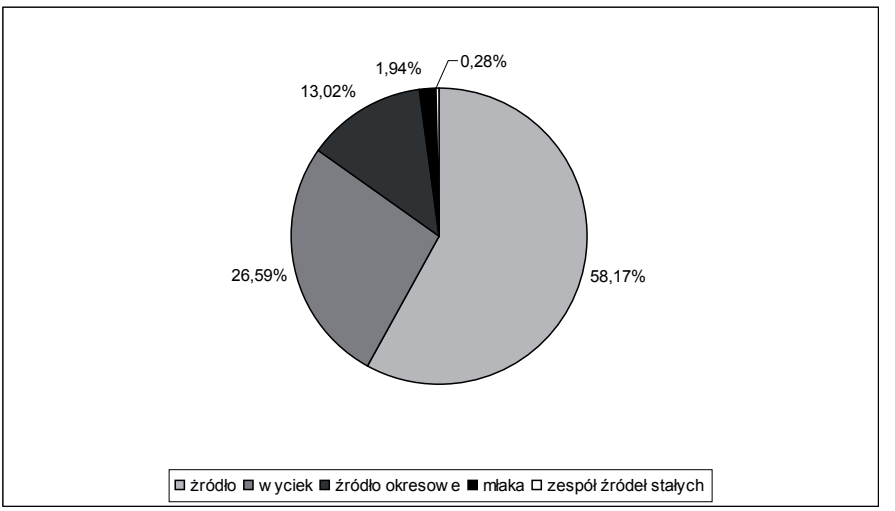
Zespoły źródeł stałych

Zespoły źródeł stałych to kilak skoncentrowanych wypływów powierzchniowych na jednej wysokości, niedających się przedstawić w skali mapy (Wytyczne techniczne Gis – 3 2005). Jedyny zespół źródeł stałych został zarejestrowany w pobliżu dorzecza potoku Swelinia. Jest to obszar krawędziowy Wysoczyzny Gdańskiej, o względnie niewielkich deniwelacjach terenu (około 30 m). Cały obszar jest bardzo zróżnicowany pod względem budowy geologicznej. Utwory powierzchnio-

we to przeważnie gliny morenowe i piaski różnoziarniste. Miejsce, w którym zlokalizowany jest obiekt w dużej mierze został przekształcony przez człowieka. Pierwszy, ciągły poziom wód podziemnych na tym obszarze występuje w osadach czwartorzędowych.

Mapa hydrograficzna

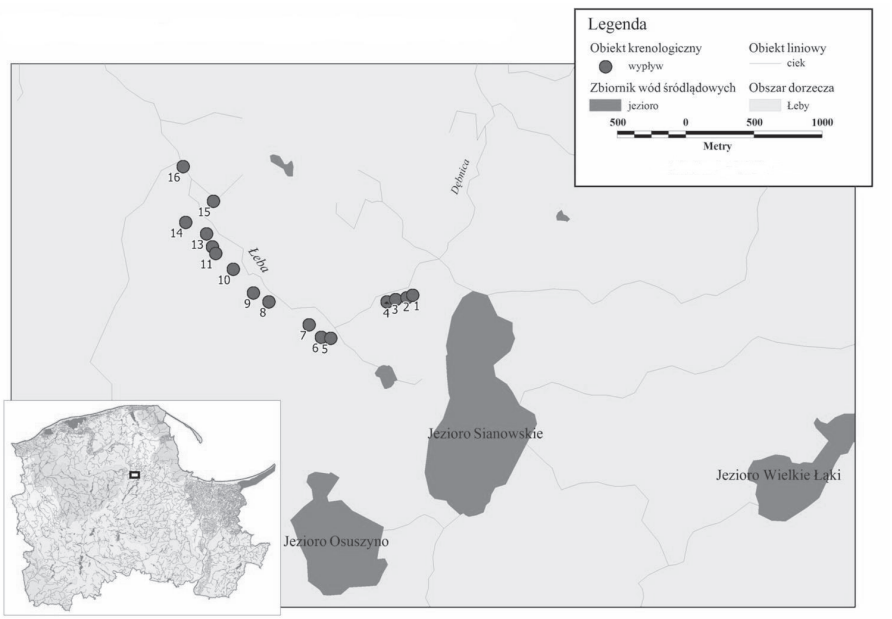
Na mapach hydrograficznych Polski w skali 1:50 000 liczba wypływów wód podziemnych w województwie pomorskim wynosi 361 obiektów. Miara gęstości występowania źródeł nazywana wskaźnikiem krenologicznym czy gęstości źródeł jest obliczana jako przeciętna liczba źródeł przypadająca na jednostkę powierzchni terenu. Wskaźnik ten jest bardzo zróżnicowany. W Polsce największe wartości uzyskuje on w górzystej części kraju (Tatry – 5,4 źr·km^{-2}) (Jokiel i in. 2004). Województwo pomorskie jako region posiada wartość wskaźnika na poziomie około 0,02 źr·km^{-2}. Na sumę wszystkich obiektów krenologicznych zarejestrowanych z map hydrograficznych składają się źródła w liczbie 210 (58,17%), wycieki 96 (26,59%), źródła okresowe 47 (13,02%), młaki 7 (1,94%) i jeden zespół źródeł stałych (0,28%) (ryc. 2).



Ryc. 2. Procentowy podział wypływów wód podziemnych na obszarze województwa pomorskiego
Fig. 2. The proportion of discharges of groundwater in the Pomeranian region

Liczba stwierdzonych wypływów wód podziemnych na mapach hydrograficznych wydaje się zaniżoną, potwierdzają to wyniki prezentowane w licznych publikacjach naukowych. Przykładem tego stanu rzeczy może być dorzecze Łeby,

gdzie Fac-Beneda i Jereczek (2009) zlokalizowały 16 wypływów. Największą wydajność posiada tam zespół źródeł Staniszewskie Zdroje, tj. średnio w roku 47,2 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Jak podaje Herbich (2009) wydajność źródliska w rezerwacie Staniszewskie Błota szacuje się na 60 $dm^3 \cdot s^{-1}$ i należy do najwydajniejszych w dolinie Łeby. Jest to największy kompleks źródliskowy w północnej Polsce (ryc. 3). Różnice wydajności poszczególnych wypływów wynikają z odmiennych warunków hydrologicznych, wskazują też, jaka warstwa wodonośna jest drenowana (tab. 3). System krążenia wód podziemnych na tym obszarze charakteryzuje się dominacją zasilania infiltracyjnego, wodami z dopływu atmosferycznego oraz ogólnym kierunkiem spływu z wysoczyzn ku równinom nadmorskim i dalej do morza oraz ku delcie Wisły (Fac-Beneda 2008).



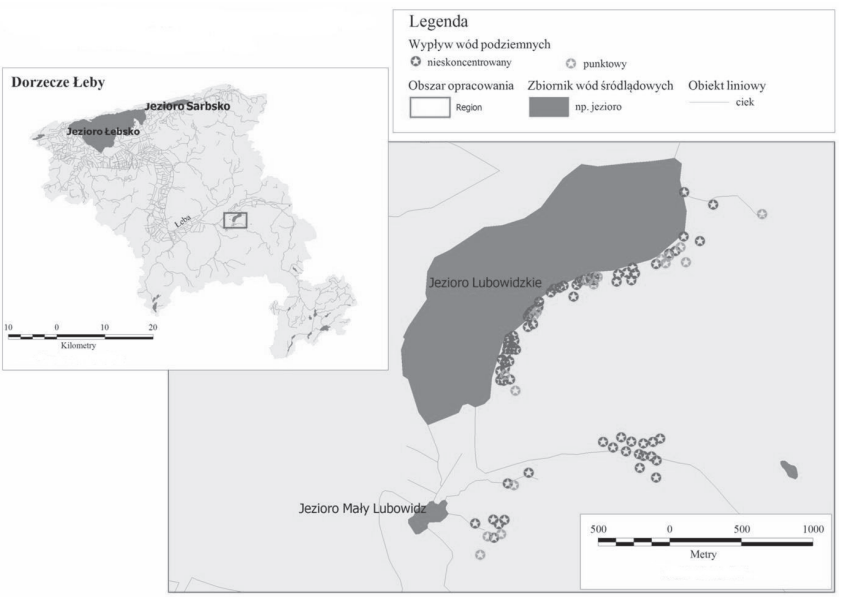
Ryc. 3. Wypływy wód podziemnych w obszarze źródliskowym Łeby (Leśniowski 2011)
Fig. 3. Groundwater flows in the headwaters of the Łeba (Leśniowski 2011)

Kolejnym przykładem weryfikacji zarejestrowanych wypływów wód podziemnych na mapach hydrograficznych w skali 1:50 000, a stanem rzeczywistym są badania Fac-Benedy i Hryniszak (2007). Autorki na terenie doliny Jeziora Lubowidzkiego i Jeziora Lubowidzkiego Małego zarejestrowały występowanie 70 wypływów (ryc. 4). Rynna jezior rozcina i drenuje obszar wysoczyzny. Pradolina Redy – Łeby stanowi lokalną bazę drenowania wód podziemnych.

Tabela 3. Wydajność wypływów wód podziemnych w obszarze źródliskowym Łeby (Fac-Beneda i Jereczek 2009)

Table 3. Performance of groundwater outflows in the headwaters of the Łeba (Fac-Beneda and Jereczek 2009)

Nr punktu	Wydajność w półroczu zimowym [m3·s-1]	Wydajność w półroczu letnim [m3·s-1]	Różnica wydajności [m3·s-1]
1	0,33	0,78	0,45
2	0,07	0,00	-0,07
3	9,00	10,00	1,00
4	0,05	0,12	0,07
5	0,63	1,09	0,46
6	46,85	57,30	10,45
7	0,23	0,54	0,31
8	0,76	0,00	-0,76
9	0/10	0,02	-0,08
10	1,60	0,56	-1,04
11	0,16	0,00	-0,16
12	0,40	0,03	-0,37
13	0,17	0,33	0,16
14	0,13	0,48	0,35
15	0,49	0,49	-
16	0,90	0,00	-0,90



Ryc. 4. Wypływy wód podziemnych w rejonie Jeziora Lubowidzkiego (Leśniowski 2011)

Fig. 4. Groundwater flows in the Lake Lubowidzkie (Leśniowski 2011)

Większość zarejestrowanych wypływów to wypływy nieskoncentrowane, które zazwyczaj znajdują się w bliskim sąsiedztwie linii brzegowej. Wydajność wypływów wód podziemnych była bardzo zróżnicowana od 0,1 do ok. 30 $dm^3 \cdot s^{-1}$, niestety kilkunastu z pośród zarejestrowanych nie udało się zbadać.

Z kolei Fac-Beneda (2008) dokonała weryfikacji poprawności inwentaryzacji wypływów wód podziemnych na mapach Hydrograficznych Polski w skali 1:50 000. Na 44 arkuszach obejmujących północno-wschodnią cześć województwa pomorskiego umiejscowiono 5 poligonów badawczych. W wyniku analizy map stwierdzono istnienie 192 wypływów, a w wyniku kartowania hydrograficznego badanego terenu zidentyfikowano 293 nowe wypływy. Charakteryzowały się w większości przypadków wydajnością nie przekraczającą 0,5 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Większość zidentyfikowanych wypływów wód podziemnych na obszarze badań stanowiły wycieki (Fac-Beneda 2008). Obiekty te występują wzdłuż krawędzi rynien i wyraźnie wciętych dolin rzecznych oraz w miejscach styku wysoczyzny i terasy nadmorskiej.

Podsumowanie

Obszar województwa pomorskiego na mapach hydrograficznych charakteryzuje się przewagą źródeł jako wypływów wód podziemnych. Na 361 zarejestrowanych obiektów krenologicznych 58% z nich to źródła. Ogólna liczba wszystkich wypływów w stosunku do zawartych w materiałach źródłowych budzi wątpliwości. Sumując wypływy wód podziemnych tylko z publikacji otrzymamy liczbę 373 obiektów, które nie zostały ujęte na mapach hydrograficznych w skali 1:50 000. Współczynnik krenologiczny dla województwa pomorskiego na podstawie map hydrograficznych został określony na poziomie 0,02 $źr \cdot km^{-2}$, a po uwzględnieniu danych z zebranych publikacji wskaźnik wzrośnie do wartości 0,04 $źr \cdot km^{-2}$. Można jednak pokusić się o stwierdzenie, że współczynnik gęstości jest wielokrotnie większy od tych zanotowanych na mapach hydrograficznych.

Inwentaryzacja obiektów krenologicznych pozwoli w przyszłości na ustalenie tendencji zachodzących zmian. Ponadto szersza wiedza na temat lokalizacji i wydajności wszystkich obiektów krenologicznych ułatwia ewentualny ich wybór do badań tak okresowych, jak i ciągłych (Choiński 2009).

Literatura

Błaszkowski J., 1969, Kilka uwag o źródłach w rynnie Jeziora Żarnowieckiego, Zesz. Nauk. WSP, Gdańsk.

Choiński A., 1995, *Źródła środkowej części Niziny Wielkopolskiej*, Sprawozdania Wydz. Mat.-Przyrod., 109, PTPN.

Choiński A., 2009, Obiekty frenologiczne w zlewni przymorza i Zalewu Szczecińskiego, [w:] R. Bogdanowicz i J. Fac-Beneda (red.), Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych, FRUG, Gdańsk, 353–360.

Choiński A., Ptak M., 2009, Obiekty krenologiczne dorzecza Odry, „Przegląd Geograficzny", z. 3, t. 81, Warszawa, 365–372.

Drwal J., 1979, Charakterystyka hydrograficzna, [w:] Augustowski B. (red.), Pojezierze Kaszubskie, Gdańskie Towarzystwo Naukowe-Ossolineum, Wrocław, 121–136.

Drwal J., 2001, Stosunki wodne, [w:] Czochański J., Lemańczyk J. (red), Opracowanie ekofizjograficznego do planu zagospodarowania przestrzennego województwa pomorskiego, Słupsk – Gdańsk 2007, 30–44.

Drwal J., Trapp J., 1992, Związek pomiędzy wykształceniem sieci wodnej a atmosferycznym dopływem wody na Żuławach Elbląskich, Przegląd Geograficzny, T. LXXIV, 151–159.

Dynowska I., 1986, Regionalne zróżnicowanie źródeł w Polsce, Folia Geogr., 18, PAN, Kraków.

Fac-Beneda J.,2008, Naturalne wypływy wód podziemnych na obszarach chronionych w północnej Polsce, [w:] Partyka J., Pociask-Karteczka J. (red.), Wody na obszarach chronionych, wyd. IGiGP UJ, Kraków, 133–141.

Fac-Beneda J., 2009, Hydrologiczne i hydrochemiczne cechy wody źródeł na obszarach młodoglacjalnych, [w:] Bogdanowicz R., Fac-Beneda J. (red.), Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 390–398.

Fac-Benda J., Hryniszak E., 2007, Wypływy wód podziemnych u podnóży krawędzi pradolinnych, [w:] Jokiel P., Moniewski P., Zułkiewicz M., (red.), Źródła Polski, wyd. Regina Poloniae, Łódź.

Fac-Beneda J., Jereczek A., 2009, Wypływy wód podziemnych w dolinie Łeby, [w:] Bogdanowicz R., Fac-Beneda J. (red.), Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 403–406.

Herbich P., 2009, Warunki hydrogeologiczne i hydrologiczne [w:] Herbich J., Cichanowski M. (red), Przyroda rezerwatów Kurze Grzędy i Staniszewskie Błoto na Pojezierzu Kaszubskim, Wyd. Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 45–46.

Jokiel P., 2004, Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku, Wyd. UŁ, Łódź.

Jokiel P., Moniewski P., Zułkiewicz M. (red.), 2007, Źródła Polski, Wyd. Regina Poloniae, Łódź.

Kobendzina J., 1949, *Źródliska rzeki Łyny*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą.

Kozerski B., 2007, Gdański system wodonośny, wyd. PG, Gdańsk.

Lesniowski P., 2011, Wypływy wód podziemnych w województwie pomorskim na mapach hydrograficznych w skali 1:50000, Katedra Hydrologii UG, Gdańsk, (maszynopis).

Maksymiuk Z., 1977, Wody gruntowe i strefy ich wypływów na powierzchnię w rejonie łódzkim, Acta Univers. Lodz., II, 5.

Moniewski P., 2004, Źródła okolic Łodzi. Acta Geogr. Łódz, 5–70.

Nowakowski C., 1977, Charakterystyka wydajności źródeł strefy czołowomorenowej Pojezierza Suwalskiego, Biuletyn Geologiczny, 21.
Sadurski A., Paczyński B. (red.), 2007, Hydrogeologia regionalna Polski, Wyd. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
Tomalak S., 1968, Reżim źródeł w dolinie Warty, Pr. Wydz. BiNoZ, Geologia, 7, Poznań
Wytyczne Techniczne GIS 3 do Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1:50 000 w formie analogowej i numerycznej, 2005, GUGiK, Warszawa.

.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Tadeusz Ciupa, Roman Suligowski, Tadeusz Biernat

Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach,
Instytut Geografii,
ul. Świętokrzyska 15, 25–406 Kielce
tciupa@ujk.edu.pl

STAN, ZAGROŻENIA I OCHRONA MAŁYCH CIEKÓW NA OBSZARZE MIASTA KIELCE

CONDITION, RISKS AND PROTECT SMALL STREAMS IN THE CITY OF KIELCE

Streszczenie: W pracy zastosowano waloryzację ekohydrologiczną w celu określenia stanu, stopnia degradacji i możliwości ochrony niekontrolowanych hydrometrycznie małych cieków i den ich dolin w granicach miasta Kielce. Na podstawie szczegółowego kartowania terenowego ustalono m.in. stopień ingerencji człowieka w strukturę i stabilność biotopów: korytowego, brzegowego i lądowego oraz ich przepustowość ekologiczną i hydrologiczną. Ocenę biotopów przeprowadzono w 5-stopniowej skali wg wytycznych zawartych w publikacji DVWK (1984) z modyfikacją do warunków lokalnych. Przeprowadzona waloryzacja ekohydrologiczna 5 cieków pozwoliła wydzielić jednorodne odcinki koryt i dolin. Na tej podstawie sformułowano propozycje działań o charakterze proekologicznym, mających w konsekwencji przyczynić się do rewitalizacji środowiska wodnego omawianych rzek.

Słowa kluczowe: waloryzacja ekohydrologiczna, małe zlewnie rzeczne, Kielce

Summary: In the paper the ecohydrological valorisation used. The aim is condition, status and the degree of degradation uncontrolled runoff of small streams and valleys in the city of Kielce. Based on detailed field mapping had been determined degree of antropopressure in the structure and stability of biotopes: channel, bank and flood plain as well as their ecological and hydrological capacity. The evaluation of biotops were made in a 5-grade scale according to guidelines published DVWK (1984) with modification to local conditions. Ecohydrological valorisation carried five streams allowed to separate homogeneous sections of river channels and valleys. On this basis, proposals for environmental actions, having as a consequence contribute to the revitalize of the aquatic environment of these rivers.

Key words: ecohydrological valorisation, small catchments, Kielce

Wprowadzenie i obszar badań

Małe cieki stałe i okresowe, występujące powszechnie na terenach zurbanizowanych, przeważnie nie są objęte monitoringiem ilościowym i jakościowym. Stanowią one bardzo czuły system reagujący na naturalne i antropogeniczne zmiany w zlewni. Te ostatnie warunkują aktualny stan koryta i dna doliny oraz zaburzenia obiegu wody, co z kolei rzutuje na wielkość odpływu powierzchniowego, jego relację do odpływu podziemnego oraz cechy fal wezbraniowych, a także na jakość odpływających wód (Van Sicle 1962, UNESCO 1974, Jankowski 1986, Singh 1989, Czaja 1999, Brun, Band 2000, Ciupa 2009). Małe cieki miejskie są często jedynym odbiornikiem wód spływu powierzchniowego, a czasem nawet ścieków komunalnych i przemysłowych o charakterze legalnym (na podstawie pozwoleń wodnoprawnych) i nielegalnym („dzikich"). Cieki te, w ujęciu przyrodniczo-ekologicznym, stanowią ważną przestrzeń życiową organizmów zwierzęcych i roślinnych. W sytuacji silnej antropopresji szybko tracą one równowagę ekologiczną, bowiem sama przyroda nie jest w stanie przeciwdziałać narastającym obciążeniom. Istotna staje się zatem potrzeba dokonania oceny stanu zachowania koryta i dna doliny, z punktu widzenia jej odporności na presję antropogeniczną, w odniesieniu do działań o charakterze technicznoinwestycyjnym np. regulacji i zmiany przebiegu koryta cieku, zabudowy hydrotechnicznej (Ciupa i in. 2012).

Problem ten jest na tyle ważny, że znalazł swoje miejsce w programie polityki wodnej w krajach Unii Europejskiej (Ramowa… 2000) i implementowany został do prawa polskiego (Ustawa… 2011). Akty te nakładają wymagania zmierzające do polepszenia jakości wód płynących. Stan taki częściowo można osiągnąć poprzez rozpoznanie, na drodze kartowania terenowego, sytuacji hydromorfologicznej dna doliny, w tym koryta rzecznego, w celu zaproponowania działań o charakterze prawnym, administracyjnym, proekologicznym i hydrotechnicznym. Dotychczas w Polsce kartowanie tego typu było stosowane głównie na potrzeby oceny rzek średniej wielkości płynących w różnych regionach (m.in. Ogłęcki 2006, Wyżga i in. 2008), a sporadycznie małych (Kupczyk i in. 1998, Ciupa i in. 2012). Warto podkreślić, że istnieje wiele publikacji zawierających propozycje metodyczne w tym zakresie i szeroki przegląd literatury (m.in. Ilnicki i Lewandowski 1995, Żelazo i Popek 2002, Bojarski i in. 2005, Adynkiewicz-Piragas 2006, Czoch i Kulesza 2006, Bondar-Nowakowska i Hachoł 2010).

Celem pracy jest określenie stanu, stopnia degradacji i możliwości ochrony niekontrolowanych hydrometrycznie małych cieków wraz z dnami ich dolin, tj. Bukowca, Chodczy, Kaczeńca, Sufragańczyka, Zagórki i Zofiówki, w granicach miasta Kielce – w warunkach zróżnicowanego użytkowania i zagospodarowa-

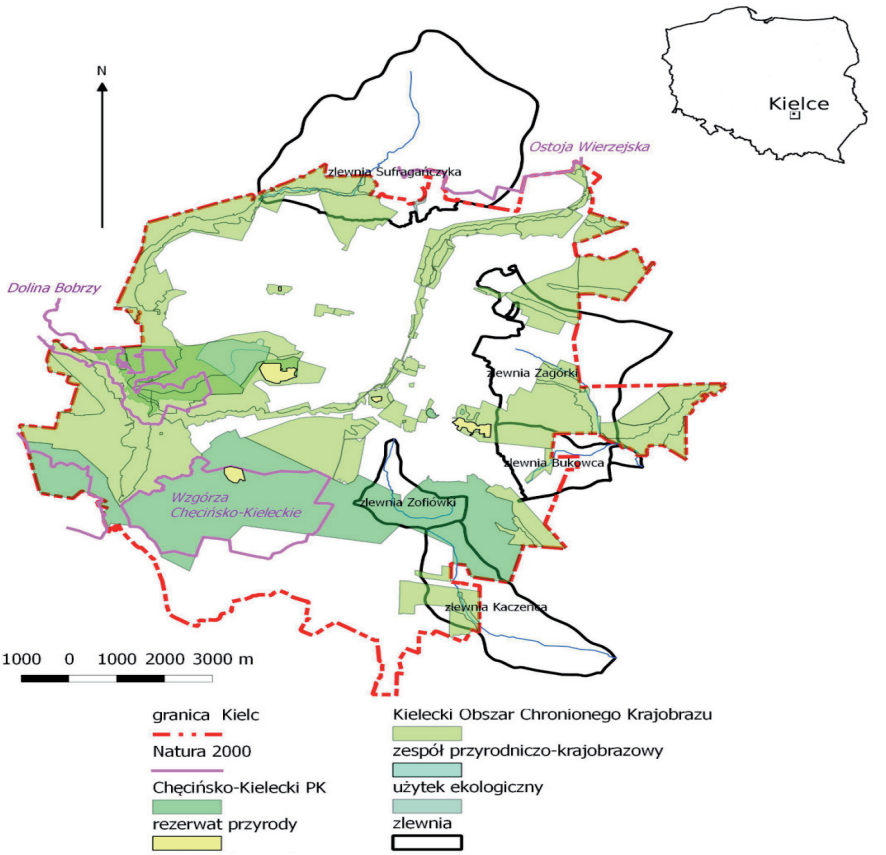
nia terenu, na potrzeby poznawcze a także utylitarne (realizacji zadań samorządu terytorialnego).

Podstawową metodą prowadzącą do rozwiązania tak określonego celu było szczegółowe kartowanie terenowe wykonane niezależnie przez trzech specjalistów: z hydrologii, geomorfologii fluwialnej i ochrony środowiska, a umożliwiające dokonanie waloryzacji ekohydrologicznej koryta cieku i dna jego doliny. Szczególną uwagę skierowano na rozpoznanie struktury i stabilności biotopów: korytowego, brzegowego i lądowego oraz ich przepustowości ekologicznej. Przy waloryzacji biotopu korytowego i brzegowego uwzględniono również morfometrię koryta rzecznego, warunki hydrodynamiczne, sposób umocnienia brzegów, zabudowę hydrotechniczną. Ponadto dokonano oceny każdego odmiennego odcinka rzeki pod kątem wizualnej oceny stanu czystości wody, osadów, przestrzeni życiowej organizmów żywych, uwzględniając ogniska zanieczyszczeń. Natomiast przy waloryzacji biotopu lądowego (w odległości do ok. 50 m od koryta) uwzględniono cechy krajobrazu dolinnego, w tym użytkowanie terenu, różnorodność przestrzeni życiowych i charakter związku między doliną i ciekiem. Oceny poszczególnych biotopów przeprowadzone w 5-stopniowej skali stanowiły podstawę do wykonania syntetycznej waloryzacji ekohydrologicznej kolejnych odcinków cieku. Wyróżniono zatem odcinki: całkowicie naturalne – I, zbliżone do natury – II, pośrednio zbliżone do natury – III, warunkowo naturalne – IV, obce naturze – V. Przy wydzielaniu jednorodnych odcinków zastosowano wytyczne zawarte w publikacji DVWK (1984) modyfikując je do warunków lokalnych, o silnie zróżnicowanej antropopresji. Szczegółową charakterystykę zastosowanej metodyki zaprezentowano w pracy Ciupy i in. (2012).

Badania przeprowadzono w kilku małych zlewniach rzecznych na terenie 200 tysięcznego miasta Kielce, które znajduje się na liście metropolii w najważniejszym długookresowym – krajowym dokumencie strategicznym dotyczącym zagospodarowania przestrzennego **(Koncepcja Przestrzennego Zagospodarowania Kraju 2030…, 2011). Fakt ten** obliguje dodatkowo władze samorządowe do szczegółowej analizy stanu środowiska przyrodniczego (w tym wód powierzchniowych) obszaru, którym zarządzają.

Analizą objęto pięć cieków przepływających przez miasto Kielce, tj. Bukowiec, Kaczeniec, Sufragańczyk, Zagórkę i Zofiówkę. Zlewnie pierwszych czterech cieków położone są częściowo w granicach administracyjnych miasta, a jedynie tego ostatniego – w całości (ryc. 1). Największe zlewnie posiadają Sufragańczyk i Zagórka i są one odwadniane w sposób stały. Pozostałe cieki są okresowe lub epizodyczne.

Analizowane cieki położone są w zlewniach rzecznych IV rzędu, tj. Bobrzy i Lubrzanki. W tej pierwszej znajduje się tylko zlewnia Sufragańczyka i Zofiówki (cieki VI rzędu) (ryc. 1).



Ryc. 1. Położenie zlewni rzecznych na tle obszarów objętych różnymi formami ochrony przyrody w granicach miasta Kielce

Fig. 1. Location of river catchments on the background of the forms of nature protection within the city of Kielce

Ranga rozwiązywanego problemu jest tym większa, że omawiane zlewnie położone są w obrębie obszarów chronionych – Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego (fragment zlewni Zofiówki i Kaczeńca), Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu (wszystkie zlewnie z wyjątkiem zlewni Zofiówki). W zasięgu obszaru Natura 2000 o nazwie Ostoja Wierzejska znajduje się środkowa część zlewni Sufragańczyka, której południowa granica pokrywa się częściowo z północną granicą Kielc (ryc. 1).

Spośród wielu cech środowiska geograficznego determinujących obieg wody w zlewni w prezentowanym opracowaniu wybrano trzy grupy parametrów: fizjograficzne, przepuszczalność podłoża oraz zagospodarowanie terenu (tab. 1).

Parametry zaliczone do pierwszej grupy obliczono zgodnie z wytycznymi zawartymi w publikacji pod red. J. Pociask-Karteczki (2006). Analiza ich wykazała, że omawiane cieki charakteryzują się różną długością (od 2,75 km do 6,32 km) i znacznym zróżnicowaniem powierzchni odwadnianych przez nie zlewni: od 2,29 km^2 do 17,74 km^2. Położenie charakteryzowanych zlewni w różnych odległościach od centrum miasta, a jednocześnie o odmiennych uwarunkowaniach przyrodniczych sprawiło, że charakter ich zagospodarowania wykazuje duże zróżnicowanie przestrzenne (6 rodzajów).

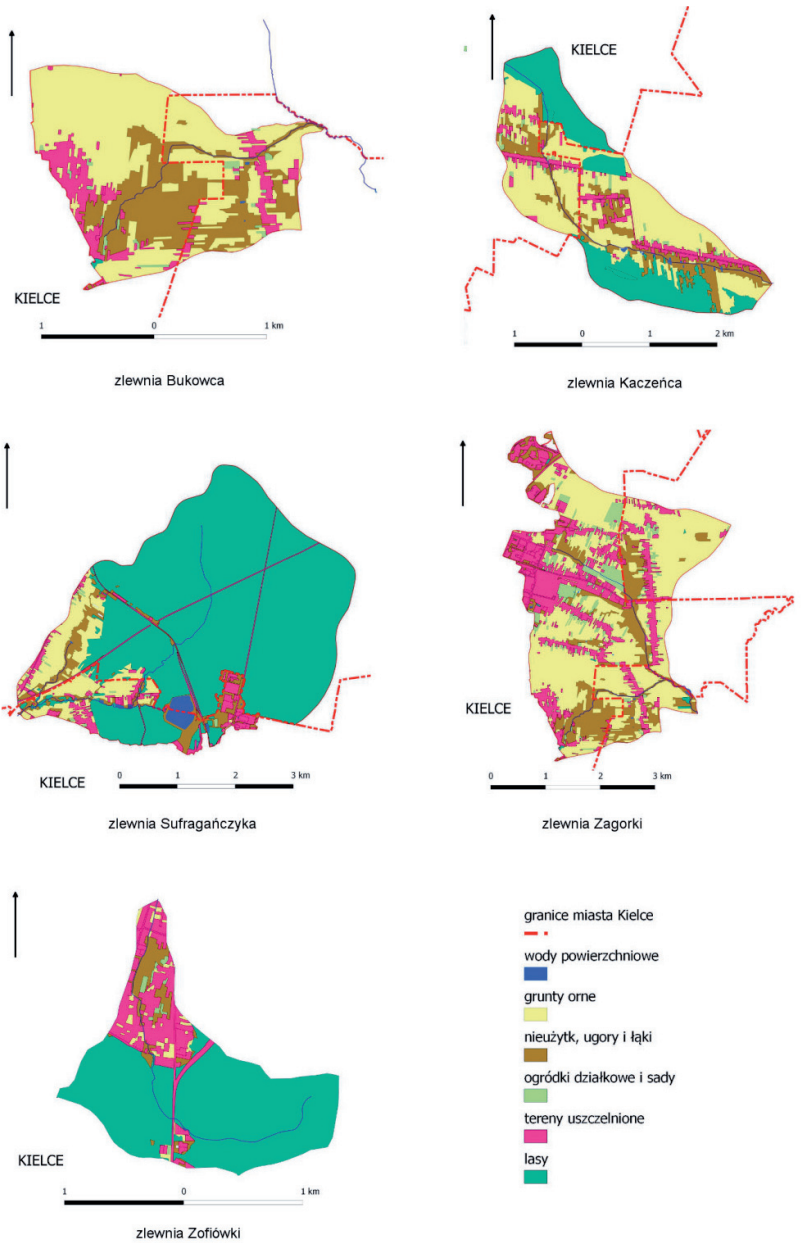
Cechę tę ustalono w oparciu o warstwy tematyczne udostępnione przez UM w Kielcach. Przepuszczalność powierzchni (6 klas) w prezentowanych zlewniach badawczych cechuje się również dużym przestrzennym zróżnicowaniem, w obrębie każdej z klas (tab. 1).

Tabela 1. Wybrane charakterystyki analizowanych zlewni i cieków
Table 1. Selected characteristics of the analyzed catchments and streams

charakterystyka		jednostka	Bukowiec	Kaczeniec	Sufragańczyk	Zagórka	Zofiówka
parametry fizjograficzne cieku i zlewni*	powierzchnia zlewni	km2	3,13	6,75	17,74	13,21	2,29
	długość zlewni	km	2,67	5,14	6,32	5,92	2,51
	średnia szerokość zlewni	km	1,08	1,12	4,64	2,43	0,61
	maksymalna wysokość zlewni	m n.p.m	303,8	405,4	389,4	335,5	405,4
	minimalna wysokość zlewni	m n.p.m	252,0	243,0	256,7	247,2	260,5
	deniwelacja zlewni	m	51,8	162,4	132,7	88,3	144,9
	średni spadek zlewni	‰	33,1	48,1	15,0	13,4	126,6
	długość rzeki	km	2,752	6,034	6,32	4,656	3,48
	wysokość źródła	m n.p.m	283,5	306,3	341,5	267,0	345,5
	wysokość ujścia	m n.p.m	252,0	243,0	256,7	247,2	260,5
	średni spadek rzeki	‰	11,4	10,5	13,4	4,3	24,4
zagospodarowanie terenu	lasy, zadrzewienia i zakrzaczenia	%	0,10	30,25	78,43	0,23	72,71
	grunty orne	%	56,55	43,72	9,12	51,32	2,66
	nieużytki, łąki i ugory	%	29,49	16,33	5,58	17,56	5,68
	sady i ogródki działkowe	%	1,37	0,01	0,34	6,06	0,79
	wody	%	0,03	0,19	1,24	0,07	0,04
	tereny uszczelnione	%	12,46	9,50	5,30	24,75	18,12
przepuszczalność gruntów	łatwa	%	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	średnia	%	30,0	31,8	79,9	16,9	71,0
	słaba	%	42,3	49,3	12,7	43,1	0,0
	zmienna	%	11,5	10,9	0,0	3,0	0,0
	zróżnicowana	%	16,2	7,9	7,3	28,2	26,1
	bardzo słaba	%	0,0	0,0	0,0	8,8	2,9

*- cała zlewnia

źródło: opracowanie własne (na podstawie Ciupa i in. 2011)



Ryc. 2. Zagospodarowanie terenu w analizowanych zlewniach
Fig. 2. Land use in the studied catchments

Charakterystyka ta została opracowana na podstawie Mapy Hydrograficznej w skali 1:50 000 ark. Kielce (Biernat i in. 2004a, b). Odmienne cechy morfologiczne badanych zlewni oraz przepuszczalność i zagospodarowanie wpływają bezpośrednio na kształtowanie odpływu powierzchniowego i procesów korytowych.

Wyniki waloryzacji ekohydrologicznej

Przeprowadzona waloryzacja ekohydrologiczna pozwoliła wydzielić jednorodne odcinki rzek i dolin (tab. 2).

W obrębie Bukowca wyróżniono 7 odcinków w klasach od II do V (ocena syntetyczna). Na wynik ten złożyła się wycena biotopu korytowego, zalewowego i brzegowego oraz przepustowości hydrologicznej i ekologicznej. W dobrym, zbliżonym do natury stanie (II klasa) są zachowane 3 odcinki. Ich łączna długość wynosi 0,666 m, co stanowi 66,7 % długości cieku w granicach miasta. Natomiast w złym stanie, obcym naturze (V klasa) znajduje się 1 odcinek o długości 34 m (tab. 2).

Tabela 2. Wyniki syntetycznej waloryzacji ekohydrologicznej jednorodnych odcinków cieków w granicach miasta Kielce

Table 2. Summary ecohydrological evaluation of homogeneity streams sectors within the city of Kielce

ciek	I całkowicie naturalny	II zbliżony do natury	III pośrednio zbliżony do natury	IV warunkowo naturalny	V obcy naturze
	km biegu cieku				
Bukowiec		1,749–1,914 2,100–2,490 2,640–2,751	1,700–1,749 1,914–2,100	2,524–2,640	2,490–2,524
Kaczeniec	4,920–6,034		3,100–4,170 4,320–4,361 4,880–4,920		4,170–4,320
Sufragańczyk		2,370–2,470	0,000–1,072 1,498–1,690 2,470–2,540 2,610–3,014	1,072–1,498 1,690–2,370	2,540–2,610
Zagórka			0,365–1,475 1,615–2,020 2,143–2,820 3,690–4,656	1,575–1,615 3,030–3,575	1,475–1,575 2,020–2,143 3,575–3,690
Zofiówka	2,250–3,430	0,900–0,997 1,507–2,036		0,000–0,900 0,997–1,141 1,258–1,507 2,036–2,250	1,141–1,258

źródło: opracowanie własne (na podstawie Ciupa i in. 2011)

Wzdłuż biegu Kaczeńca wydzielono 5 jednorodnych odcinków w klasach o łącznej ocenie w zakresie od I do V, w tym jeden odcinek w I klasie, trzy w III klasie i jeden w V. W podobnych przedziałach klasowych mieściły się wyceny poszczególnych biotopów oraz przepustowości. O bardzo dobrym stanie (I klasa) odcinka o długości 1,114 km zadecydował jego przebieg przez tereny leśne. Natomiast zły stan, obcy naturze (V klasa) udokumentowano w jednym odcinku (4,170––4,320 km) (tab. 21). Stanowi on 6,2% długości cieku w granicach miasta.

W profilu podłużnym Sufragańczyka wydzielono 8 odcinków i zaklasyfikowano je do czterech klas tj. II (1 odcinek), III (4 odcinki), IV (2 odcinki) i V (1 odcinek). Świadczy to o stosunkowo dużym zróżnicowaniu ocenianych biotopów i przepustowości hydrologicznej i ekologicznej. Szczegółowe oceny poszczególnych biotopów oraz przepustowości były również podobne. W stanie dobrym, zbliżonym do natury (II klasa) był zachowany odcinek o długości tylko 100 m. Z kolei w złym stanie, obcym naturze (V klasa) znajduje się 70-metrowy odcinek. Największą długość posiadają odcinki zaliczone do klasy III, o stanie umiarkowanym – pośrednio zbliżonym do natury (łącznie 1,738 km, co stanowi 57,7% całkowitej długości cieku w mieście) (tab. 2).

W dnie doliny Zagórki wyróżniono 9 odcinków w klasach od III do V (III – 4, IV – 2, V – 3). W stanie umiarkowanym, pośrednio zbliżonym do natury (III klasa) znajdowało się łącznie 3,368 km biegu Zagórki, co stanowi 78,5% długości cieku w granicach miasta. Natomiast w złym stanie, obcym naturze (V klasa) znajdował się odcinek o łącznej długości 0,338 km, tj. 7,9% ogólnej długości (tab. 2).

Dla cieku Zofiówka zaproponowano 8 homogenicznych odcinków o ocenie w zakresie od I do V (I – 1, II – 2, IV – 4, V – 1). Na tak zróżnicowaną ocenę złożyła się odmienność analizowanych biotopów (korytowego, brzegowego i zalewowego) oraz przepustowości (hydrologicznej i ekologicznej) wzdłuż profilu podłużnego cieku. Taki stan dna doliny to pośredni efekt wielofunkcyjnego użytkowania i zagospodarowania zlewni. W stanie bardzo dobrym, całkowicie naturalnym (I klasa) był zachowany górny odcinek o długości 1,180 km (34,4% długości cieku). Natomiast w stanie złym, obcym naturze (V klasa) znajdował się 117 metrowy odcinek. Znaczną długość posiadał odcinek Zofiówki zaliczony do IV klasy (odległy od natury) – 1,445 km (42,9% całkowitej długości cieku) (tab. 2).

Ujmując powyższe wyniki w sposób syntetyczny można stwierdzić, że całkowicie naturalne odcinki cieków (I klasa) w 2011 roku posiadały tylko Kaczeniec i Zofiówka (2,294 km, co stanowi 16,6% ich długości). Odcinki te znalazły się w górnych częściach ich profili podłużnych, w obrębie lasu mieszanego z przewagą sosny i świerku, z gęstym podszytem. W stanie zbliżonym do natury (II klasa) zachowane były odcinki Bukowca, Sufragańczyka i Zofiówki o łącznej dłu-

gości 2,265 m (16,4%). Z kolei w III klasie (ciek pośrednio zbliżony do natury) znajdowały się odcinki o łącznej długości aż 5,878 km – 42,4% (tab. 2). W klasie IV (ciek warunkowo naturalny) znalazły się odcinki wszystkich cieków z wyjątkiem Kaczeńca. Tworzyły one łącznie 2,702 km (19,5%) całkowitej długości. Każdy z analizowanych cieków posiadał odcinki obce naturze (V klasa). Łącznie miały one długość 0,709 km – 5,1%. Do wspólnych cech, które zadecydowały o tej klasie należały m.in.: regulacja i ślady technicznej zabudowy koryta i brzegów, a także zakrycie i przełożenie koryta (zmiana biegu). W odcinkach tych udokumentowano zanieczyszczenia mechaniczne a także liczne punkty zrzutu ścieków. U ich wylotu i poniżej rozwija się intensywnie roślinność trawiasta, co jest efektem podwyższonej dostawy substancji biogennych. Występuje tu zatem bardzo poważne ograniczenie przepustowości lub w ogóle ona nie istnieje.

Podsumowanie

W celu określenia stanu zachowania i sprawności małych cieków (Bukowiec Kaczeniec, Sufragańczyk, Zagórka, Zofiówka) na obszarze miasta Kielce przeprowadzono ich szczegółowe kartowanie ekohydrologiczne. Uzyskane wyniki badań wykazały, że w granicach administracyjnych miasta, gdzie dominują obszary prawnie chronione, znajdują się odcinki cieków w stanie pośrednio zbliżonym lub odległe od natury (III i IV klasa oceny ekohydrologicznej). Obejmują one 70% całkowitej długości analizowanych cieków. Pomimo tego, że są one niewielkie to powinny w środowisku przyrodniczym miasta spełniać rolę lokalnych korytarzy ekologicznych. Tymczasem pełnią one na większości odcinków tylko funkcję odbiorników zanieczyszczonych wód wraz z transportowanymi ładunkami materiału rozpuszczonego, klastycznego i organicznego. Są to często zanieczyszczenia grubogabarytowe, które znacząco zaburzają przepustowość ekologiczną i hydrologiczną. Na skutek tych procesów przekroje poprzeczne i tak niewielkich koryt oraz dolin w szybkim tempie ulegają zmniejszaniu co pogłębia zagrożenie powodziowe na terenach przyległych, a w innych miejscach przyczynia się do powstawania podmokłości. Większość użytkowników działek sąsiadujących z badanymi ciekami korzysta z tego sąsiedztwa traktując je jako pobliski kolektor ścieków lub śmietnik okresowo oczyszczany podczas wysokich stanów wody. Pojemność koryt badanych cieków i niektórych odcinków koryt jest jednak ograniczona. Wzrastający udział powierzchni uszczelnionych w zlewniach badanych cieków przyczynia się tu do kształtowania coraz to wyższych wezbrań zagrażających mieniu miasta i jego mieszkańców. Wymiernym efektem dużej dynamiki ww. współczesnych pro-

cesów hydrologiczno-fluwialnych są zniszczone w dużej części urządzenia hydrotechniczne, zamulane przepusty i koryta rzeczne.

W świetle przedstawionej charakterystyki środowiska wodnego i waloryzacji ekohydrologicznej dolin badanych cieków, a także zagrożeń i problemów ich ochrony istotne staje się określenie zadań zapobiegających ograniczeniu dalszej degradacji, a w konsekwencji zmierzających do poprawy ich sprawności. Działania te powinny być prowadzone w zakresie: prawno-administracyjnym, technicznym i proekologicznym. W odniesieniu do tego ostatniego punktu kartowanie ekohydrologiczne wykazało, że niezbędne jest:

- utrzymanie siedlisk hydrogennych w stanie zbliżonym do naturalnych,
- udrożnienie i połączenie koryt z istniejącymi starorzeczami z otwartym lustrem wody,
- dbałość o właściwe funkcjonowanie obiektów małej retencji,
- wprowadzanie naturalnych umocnień brzegów koryt (drzewa, krzewy),
- likwidacja dzikich wysypisk śmieci znajdujących się w korytach rzecznych, w dnach dolin, przy drogach, itd.
- prowadzenie działalności proekologicznej poszczególnych zakładów produkcyjnych, usługowych, placówek oświatowych i innych, dotyczącej np. renaturyzacji terenów zdegradowanych, poprawy jakości wód,
- informowanie społeczności lokalnych, w tym młodzieży szkolnej o stanie, zagrożeniach i ochronie środowiska wodnego np. poprzez publikowanie treści proekologicznych.

Literatura

Adynkiewicz-Piragas M., 2006, Hydromorfologiczna ocena cieków wodnych w krajach Unii Europejskiej jako element wspierający ocenę ekologicznego stanu rzek zgodnie z wymogami Ramowej Dyrektywy Wodnej, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 4/3: 7–15.

Biernat T., Ciupa T., Suligowski R., 2004a, Mapa Hydrograficzna Polski w skali 1:50 000, ark. M-34–42-A Kielce. GUGiK, Warszawa.

Biernat T., Ciupa T., Suligowski R., 2004b, Mapa Hydrograficzna Polski w skali 1:50 000, ark. M-34–42-C Sitkówka Nowiny. GUGiK, Warszawa.

Bojarski A., Jeleński J., Jelonek M., Litewka T., Wyżga B., Zalewski J., 2005, Zasady dobrej praktyki w utrzymaniu rzek i potoków górskich, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

Bondar-Nowakowska E., Hachoł J., 2010, Zarządzanie jakością sprawności cieków, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 1: 197–206.

Brun S.E., Band L.E., 2000, Simulating runoff behavior in an urbanizing watershed. Computers, Environment and Urban Systems, 24: 5–22.

Ciupa T., 2009, Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialny w małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Silnicy (Kielce). Wyd. UJK Kielce.
Ciupa T., Biernat T., Suligowski R., 2011, Waloryzacja ekohydrologiczna cieków powierzchniowych: Bukowiec, Kaczeniec, Sufragańczyk, Zagórka i Zofiówka w granicach administracyjnych miasta Kielce. Arch. Wydział Ochrony Środowiska, Urząd Miasta w Kielcach.
Ciupa T., Biernat T., Suligowski R., 2012 (w druku), Ocena stanu dna doliny rzeki Chodczy (Kielce) na potrzeby realizacji zadań samorządu terytorialnego. Problemy Ekologii Krajobrazu.
Czaja S., 1999, Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej), Pr. Nauk. UŚ, nr 1782, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
Czoch K., Kulesza K., 2006, Warunki referencyjne specyficzne dla typów cieków w Polsce jako podstawa do prac nad oceną ekologiczną stanu wód płynących, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 4/3: 25–36.
DVWK, 1984, Ökologische Aspecte bei Ausbau und Unterhaltung DVWK-Markblatter 204/1984. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau.
Ilnicki P., Lewandowski P. 1995. Metodyka ekomorfologicznej waloryzacji koryt rzecznych, Zeszyty Naukowe AR Wrocław, 270: 61–67.
Jankowski A.T., 1986, Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysłowionym i zurbanizowanym (na przykładzie ROW). Wyd. UŚ, Katowice.
Koncepcja Przestrzennego Zagospodarowania Kraju 2030 – projekt z 25 stycznia 2011 roku, 2011, Ministerstwo Rozwoju Regionalnego, Warszawa.
Kupczyk E., Biernat T., Ciupa T. 1998. Przyrodnicze podstawy naturalnej regeneracji rzeki antropogenicznie przekształconej, [w:] Magnuszewski A., Soczyńska U. (red.), Hydrologia u progu XXI wieku, Warszawa, 167–180.
Oglęcki P. 2006. Ocena hydromorfologiczna rzek nizinnych na przykładzie rzeki Wkry, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 4/1: 175–184.
Pociask-Karteczka J., (red.), 2006, Zlewnia. Właściwości i procesy, Wyd. UJ, Kraków.
Ramowa Dyrektywa Wodna Unii Europejskiej w sprawie Polityki Wodnej, 2000, Official Journal of the European Communities, 2000/ 60/EC, I. 327.
Singh V.P., 1989, Hydrologic systems. Volume II: Watershed Modeling. Englewood Cliffs: Prentice Hall.
UNESCO 1974, Hydrological effects of urbanization, Studies and Reports in Hydrology. Paris, no. 18.
USTAWA z dnia 5 stycznia 2011 r. o zmianie ustawy – Prawo wodne oraz niektórych innych ustaw (Dz. U. 2011.32.159)
Van Sicle D., 1962, The effects of urban development on storm runoff. The Texas Engineer, 32 (12): 23–27.
Wyżga B., Zawiejska J., Radecki-Pawlik A., Amirowicz A., 2008, Ocena hydromorfologicznej jakości rzeki górskiej na przykładzie Czarnego Dunajca, [w:] Wyżga B. (red.) Stan środowiska rzek południowej Polski i możliwości jego poprawy – wybrane aspekty, Instytut Ochrony PAN, Kraków, 103–119.
Żelazo J., Popek Z. 2002. Podstawy renaturyzacji rzek. Wyd. SGGW, Warszawa.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Marcin Gorączko

Uniwersytet Technologiczno-Przyrodniczy,
Wydział Budownictwa i Inżynierii Środowiska, Katedra Inżynierii Sanitarnej i Wodnej,
ul. Kaliskiego 7, 85–796 Bydgoszcz,
e-mail: gorgon@utp.edu.pl

PRZEBIEG I SKUTKI WEZBRAŃ NA WIŚLE W REJONIE BYDGOSZCZY W LATACH 2010–2011

COURSE AND CONSEQUENCES OF FLOODS ON THE VISTULA RIVER IN THE BYDGOSZCZ REGION DURING YEARS 2010–2011

Streszczenie: W okresie od marca 2010 roku do lutego 2011 roku na Wiśle stanowiącej wschodnią granicę administracyjną Bydgoszczy przemieściło się aż siedem wysokich fal wezbraniowych, z czego trzy były spowodowane roztopami, cztery zaś opadami deszczu. Najwyższą kulminację w rejonie Bydgoszczy odnotowano podczas drugiego z kolei wezbrania, w trzeciej dekadzie maja. Poziom wody w Wiśle był tak wysoki, że na uchodzącej do niej Brdzie doszło do powstania cofki sięgającej prawie 13 kilometrów w górę biegu rzeki. Zebrany materiał pomiarowy oraz udokumentowane skutki wezbrań, dają podstawę do zakwestionowania utartego poglądu o niewielkim ryzyku związanym z dalszą ekspansją zabudowy w Bydgoszczy na tereny, które w przeszłości bywały zalewane przez Brdę oraz Wisłę.

Słowa kluczowe: wezbranie, cofka, Brda, Wisła, Bydgoszcz

Summary: In the period from March 2010 to February 2011 on the Vistula River, which is the eastern border of Bydgoszcz, had moved seven high flood discharges, Three of them were due to thaw, and four were caused by rainfall. The highest culmination in the the region of Bydgoszcz was recorded during the second flooding, in the third decade of May. The water level in the Vistula River was so high that at Brda, which is its tributary, the origins of the back water effect of up to nearly 13 miles up the river. Previous floods in the Bydgoszcz region indicates that the further urbanization of riverside areas increases the risk of heavy material losses.

Key words: flood, backwater, Brda, Wisła, Bydgoszcz

Wprowadzenie i obszar badań

Urbanizacja dolin rzecznych, bardziej niż jakakolwiek inna forma użytkowania terenu, podczas wysokich wezbrań prowadzi do powstawania najbardziej dotkliwych strat powodziowych. Przyczynia się do tego koncentracja ludności, zabudowy mieszkaniowej, przemysłowej i usługowej, infrastruktury komunalnej itp. a więc generalnie obiektów o znacznej wartości materialnej. Na tym tle Bydgoszcz nie jest wyjątkiem, może oprócz tak wyraźnego ukierunkowania rozwoju tego miasta, w przeszłości i obecnie, wzdłuż głównej jej rzeki – Brdy, w bezpośrednim jej sąsiedztwie, praktycznie bez pozostawienia strefy buforowej, wolnej od zabudowy.

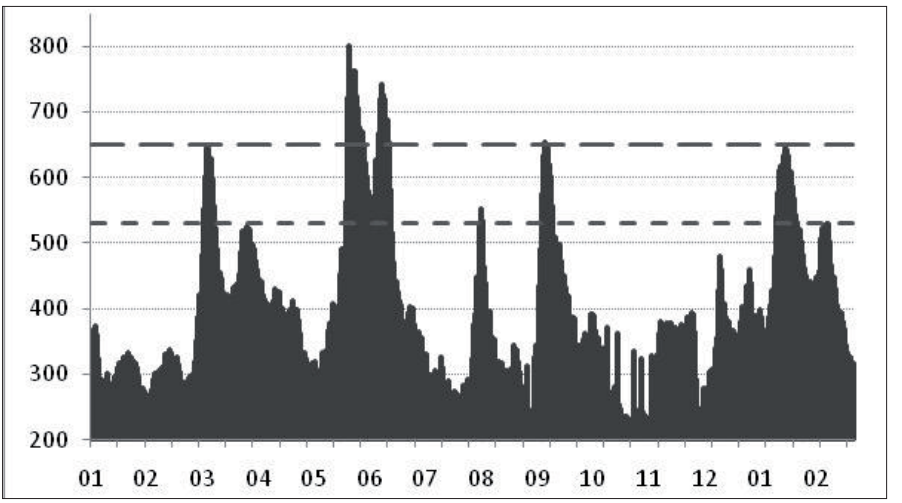
Specyfika obszaru badań polega na tym, że formowanie fali wezbraniowej, czy to opadowej, czy też wywołanej roztopami, następuje w górnej lub środkowej części dorzecza, zaś jego efekt w postaci wysokich kulminacji obserwowany jest w dolnym biegu rzeki. Stąd też za najbardziej efektywną formę ochrony przeciwpowodziowej uważa się tzw. retencyjne przysposobienie dorzecza – działania mające na celu transformację odpływu powierzchniowego, w zdecydowanie bardziej powolny odpływ przypowierzchniowy i podziemny. Bydgoszcz położona jest w dolnej, ujściowej, części dorzecza Brdy. Występowanie w dorzeczu Brdy rozległych płatów piasków sandrowych, w dodatku porośniętych lasami oraz duża liczba jezior, często przepływowych, sprawiają iż Brda charakteryzuje się małym potencjałem powodziowym. Tymczasem Brda w obrębie miasta w przeszłości często występowała z brzegów, z tym, że następowało to przy wysokich stanach wody na Wiśle, w wyniku cofki. Jedynie wschodnie dzielnice miasta znajdują się w obrębie lewego przyrzecza Wisły i w związku z tym w przypadku przerwania obwałowań mogą one podlegać bezpośrednim zalewom. Powódź do Bydgoszczy nadciąga więc od jej ujścia, postępując w górę biegu Brdy.

Analiza przebiegu i skutków zjawisk hydrologicznych w rejonie Bydgoszczy od marca 2010 roku do lutego 2011 roku, umożliwia podjęcie próby oceny i weryfikacji aktualnego stopnia zabezpieczenia miasta przed powodzią.

Obszar badań i metodyka

Dzięki powszechnemu wykorzystaniu globalnej sieci komputerowej, powódź z 2010 może stać się najlepiej udokumentowanym tego typu zjawiskiem w Polsce. Ilość informacji, systematycznie zamieszczanych w internecie, w postaci obserwacji hydrologicznych i meteorologicznych, komunikatów o pracy zbiorników retencyjnych, różnego typu prognoz i innych materiałów pozwalających na

własną ocenę sytuacji w dorzeczu Wisły mogła wręcz szokować, zwłaszcza jeśli się weźmie pod uwagę całkiem niedawne jeszcze trudności w wolnym dostępie do tego typu danych. Dla rejonu Bydgoszczy z niewielkim opóźnieniem podawano stany wody na Wiśle w Fordonie oraz na Brdzie w Smukale z częstotliwością co pół godziny. Żałować można jedynie, że tak rewolucyjne zmiany w informowaniu społeczeństwa o przebiegu sytuacji powodziowej, nie mogły już objąć siedmiu posterunków wodowskazowych zlikwidowanych pod koniec lat 70. XX wieku: na Wiśle w profilu Solec Kujawski oraz na Brdzie w profilach Brdyujście, Czersko Polskie i Śluza Miejska. Zjawiska powodziowe znalazły się w centrum uwagi mediów poświęcających im obszerne bloki tematyczne oraz zwykłych ludzi, publikujących w sieci swoje spostrzeżenia i relacje z powodzi. Nawet teraz, dwa lata po powodzi w rejonie Bydgoszczy, korzystając z komputera można wyszukać co najmniej kilkaset fotografii dokumentujących tamte wydarzenia. Zaskakujące, że dotychczas najwięcej fotografii, tzn. około 30, pochodziło z powodzi w 1924 roku.



Ryc. 1. Stany wody na Wiśle w Fordonie od stycznia 201o roku do lutego 2011 roku w odniesieniu do stanu ostrzegawczego i stanu alarmowego

Fig. 1 Water level on the Vistula River in Fordon from January 2010 to February 2011 in comparison to the Warning Water Level (WWL) and Alarm Water Level (AWL)

W pracy wykorzystano materiały udostępniane przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Krajowy Zarząd Gospodarki Wodnej, Regionalne Zarządy Gospodarki Wodnej w Toruniu, w Warszawie oraz w Poznaniu, Wojewódzkie Centrum Zarządzania Kryzysowego w Bydgoszczy i inne.

Wyniki

Pierwsza fala wezbraniowa na Wiśle dotarła do Bydgoszczy w marcu i co typowe dla tej pory roku była ona związana z roztopami (Ryc.1). Ze względu na znaczną grubość pokrywy śnieżnej zalegającą w nizinnej części dorzecza, porównywalną nawet z tzw. zimą stulecia 1978/1979, prognozowano, że na bydgoskim odcinku dolnej Wisły osiągnie ona zbliżoną kulminację i być może będzie miała podobną długość (Tab.1). Jednak następujące po sobie okresy ocieplenia i ochłodzenia spowodowały stopniowe uwalnianie zasobów wodnych zakumulowanych w śniegu. W efekcie maksymalny stan wody jaki odnotowano na wodowskazie w Bydgoszczy-Fordonie wyniósł 646 cm (w marcu 1979 roku było to 769 cm) czyli nie przekroczył poziomu alarmowego (650 cm). Zwierciadło wody układało się powyżej poziomu ostrzegawczego przez 7 dni (czyli w porównaniu z 1979 rokiem o 31 dni krócej). Podtopiona została droga wojewódzka nr 256 biegnąca z Bydgoszczy do Włók. W samym mieście woda dotarła do wałów przeciwpowodziowych wzdłuż Wisły, zalewając także najniżej położone tereny poniżej mostu fordońskiego. Cofka na Brdzie sięgnęła nieco ponad 3 kilometry w górę biegu rzeki (do jazu Czersko Polskie).

Pod koniec drugiej dekady maja na przeważającej części dorzecza Wisły wystąpiły kilkudniowe opady o dużej intensywności . Spowodowały one uformowanie bardzo wysokiej fali powodziowej Przybór na rzece zaobserwowano w rejonie Bydgoszczy już 18 maja. Ostatecznie najwyższy stan wody zanotowany 24 maja na wodowskazie Bydgoszcz-Fordon podczas tego wezbrania wyniósł 803 cm (72 cm poniżej absolutnego maksimum z początku kwietnia 1924 roku), przy elewacji fali równej 4 metry. Najwyższy dobowy przyrost stanu wody (188 cm) nastąpił z 22 na 23 maja. W wyniku przyboru wody w Wiśle doszło do jej zrównania z Brdą w obrębie jazu Czersko Polskie oraz na śluzie Brdyujście. Wisła rozlała się szeroko w obrębie terasy zalewowej niechronionej wałami. Po prawej stronie zagroziła najniżej położonym zabudowaniom we wsi Strzyżawa, przy przeciętnym stanie wody oddalonej o około kilometr od brzegu rzeki. Wzdłuż lewego brzegu ponownie w tym roku woda zalała drogę wojewódzką nr 256 (tym razem jednak zdecydowanie wyżej), natomiast na obszarze miasta oparła się o wały, średnio do wysokości około 1 m poniżej ich korony. Na zawalu miejscami doszło do podtopień spowodowanych sączeniem wody przez wały oraz podniesieniem poziomu wód gruntowych. W rejonie mostu fordońskiego pod wodą znalazła się ulica Nad Wisłą i częściowo ulica Frycza-Modrzewskiego, razem ze znajdującymi poniżej ogródkami działkowymi. Podpiętrzona Brda zaczęła podmywać ulicę Toruńską w Łęgnowie, najsłabsze miejsce w systemie obwałowań chroniących to osiedle wraz z ze zlokalizowaną tam oczyszczalnią ścieków. Brda

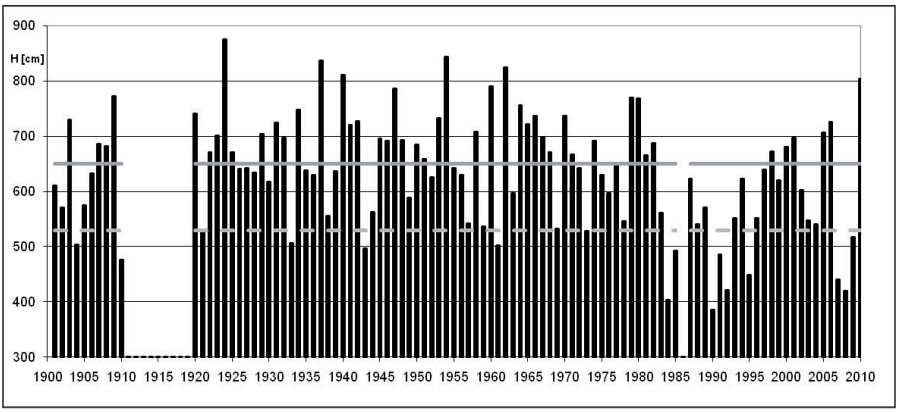
wystąpiła z brzegów w sąsiedztwie toru regatowego podtapiając budynki socjalne przy ulicy Przemysłowej. W górę biegu, aż do mostu bernardyńskiego rzeka wystąpiła z brzegów zalewając bulwary. Wyżej, podtopienia zostały zaobserwowane wzdłuż ulicy Stary Port, na Wyspie Młyńskiej (zalane zostało stanowisko wypadowe z elektrowni wodnej „Kujawska") oraz poniżej Śluzy Miejskiej. Tak więc w górę biegu Brdy rozwinęła się cofka o zasięgu i wysokości nienotowanych od lipca 1962 roku. Osiągnięte kulminacje na Brdzie miejskiej okazały się niemal identyczne jak pod koniec marca 1947 roku, kiedy odpływ rzeki został zabloko-

Tabela 1. Zestawienie najwyższych kulminacji wezbrań na Wiśle w Fordonie w latach 1901–1910 i 1920–2011

Table 1. Maximum discharge occuring on the Vistula River in Fordon during a given flood event in years 1901–1910 and 1920–2011

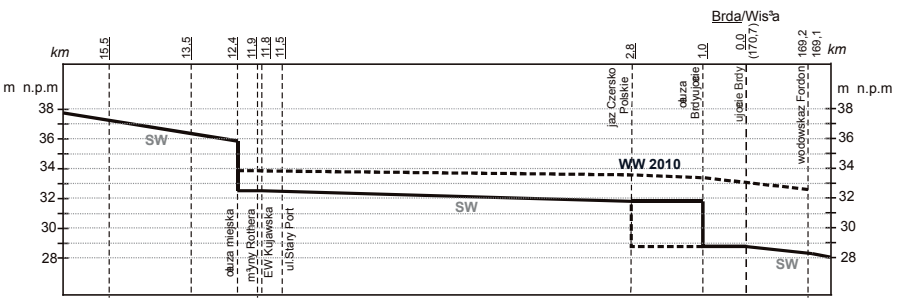
lok.	WW [cm]	data	rzędna [m n.p.m.]	lok.	WW [cm]	Data	rzędna [m n.p.m.]
No.	HW [cm]	Date	Elevation [m. s. l.]	No.	HW [cm]	Date	Elevation [m. s. l.]
1	875	30-31.03 1924	33,49	14	745	10-11.06 2010	32,19
2	843	11.03 1954	33,17	15	740	25.01 1920	32,14
3	836	10.03 1937	33,1	16	737	3.03 1966	32,11
4	824	12.06 1962	32,98	17	736	26.07 1970	32,1
5	810	1.04 1940	32,84	18	727	3.04 1942	32,01
6	804	24.05 2010	32,78	19	726	5.04 2006	32
7	798	23.03 1947	32,72	20	724	3.10 1931	31,98
8	790	3.07 1960	32,64	21	722	25.03 1965	31,96
9	772	26.3 1909	32,46	22	720	28.02 1941	31,94
10	769	31.03 1979	32,43	23	714	13.05 1909	31,88
11	768	1.07 1980	32,42	24	708	13.04 1958 7-8.04 1962	31,82
12	756	9.04 1964	32,3	25	704	31.03 1929 25.03 2005	31,78
13	747	26.07 1934	32,21	26	701	11.02 1923	31,75

wany na skutek zatoru na Wiśle (Ryc. 2). Można było to stwierdzić bezpośrednio w terenie odnosząc się do trzech zachowanych do dziś znaków wielkiej wody upamiętniających tamte wydarzenia (Gorączko, Gadomski 2011). Cofka sięgnęła aż do Śluzy Miejskiej, przy czym osiągnięta kulminacja była niższa o ponad 180 cm od absolutnego maksimum dla tego obiektu z 1888 roku oraz ponad metr niż w 1924 roku (Ryc. 3–4).



Ryc. 2. Kulminacje wezbrań na Wiśle w Fordonie w latach 1901–1910 i 1920–2010 w odniesieniu do stanu ostrzegawczego i alarmowego

Fig. 2 . High water culmination on Vistula River in years 1901–1910 and 1920–2010 in comparison to WWL and AWL

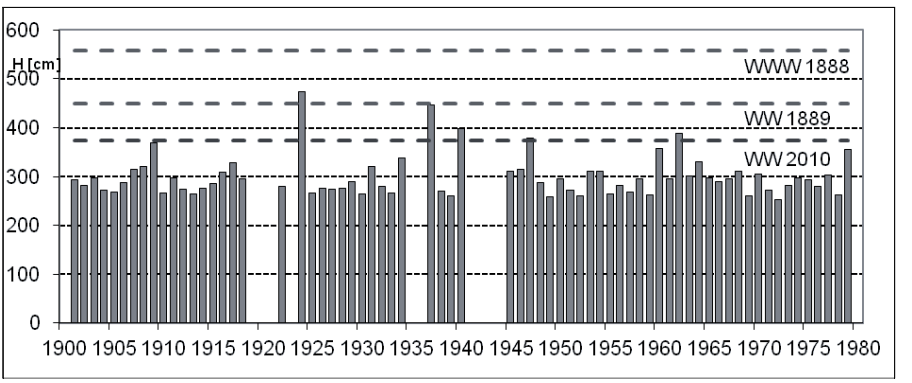


Ryc. 3. Zasięg cofki na dolnej Brdzie 24 maja 2010 roku

Fig. 3. The backwater effects observed on the Brda River in Bydgoszcz on 24th May 2010

Pewien wpływ na zmniejszenie rozmiaru powodzi miało zretencjonowanie wody w zbiornikach Włocławskim i Koronowskim. Na Zbiorniku Włocławskim, mimo iż dysponuje on bardzo niewielką w stosunku dopływu powodziowego re-

zerwą przed nadejściem fali podjęto działania mające na celu ścięcie jej szczytu o 300 m^3/s. Poprzez zrzut wody ze zbiornika osiągnięto najniższy w historii obiektu poziom piętrzenia. Podobne działania prowadzone były na Zbiorniku Koronowskim, z tym, że intensywne opady deszczu do których doszło w rejonie Borów Tucholskich, wymusiły przyspieszenie zrzutu wody w kierunku miasta. Jednak tym co w największym stopniu w efekcie zadecydowało o niższej niż prognozowana wysokości kulminacji majowej powodzi, było przerwanie wału wzdłuż Wisły powyżej Płocka. Szacowano, że w powstałą wyrwę wpływało 800 m^3/s wody i o tą ilość zmniejszyło się obciążenie stopnia we Włocławku i dalej, systemu przeciwpowodziowego w obrębie Bydgoskiego Węzła Wodnego.



Ryc. 4. Maksymalny stan wody na Brdzie (Śluza Miejska) w wybranych latach
Fig. 4. Annual maximum water level on Brda River (Town's Sluice) in selected years

Z 24 na 25 maja stan wody na Wiśle w Fordonie obniżył się o 40 cm w stosunku do wartości najwyższej dla tego wezbrania (803 cm) i na tym poziomie ustabilizował się na trzy doby. Miało to związek ze zrzutem nadmiaru wody ze Zbiornika Włocławskiego. W kolejnych dniach woda powoli opadała, średnio o nieco ponad 20 cm na dobę, aż do 6 czerwca, kiedy na rzece, przez cały czas znajdującej się powyżej stanu ostrzegawczego ponownie rozpoczął się przybór wody. Było to związane z drugą falą opadów na obszarze dorzecza. Opady do których doszło w okresie od 30 maja do 3 czerwca miały zróżnicowaną intensywność i zasięg przestrzenny. Początkowo obejmowały one przede wszystkim południkowo leżący pas pomiędzy Olsztynem a Łodzią, potem zaś skoncentrowały się w zlewni górnej Wisły. Oczekując na drugą falę w Bydgoszczy doszczelniano wały od strony odwodnej folią i workami z piaskiem. Kulminacja tego wezbrania na Wi-

śle wystąpiła 11 czerwca i wyniosła 745 cm (95 cm powyżej stanu alarmowego). Tym razem zasięg cofki na Brdzie był mniejszy. Rzeka utrzymała się w korycie, podtopiony został jedynie fragment bulwaru przy hotelu „Słoneczny Młyn".

Pod koniec lipca w dorzeczu Wisły wystąpiły opady, które doprowadziły do uformowania kolejnej fali wezbraniowej, tym razem niezbyt wysokiej i stosunkowo krótkiej. W rejonie Fordonu odnotowano tylko jednodniowe przekroczenie stanu ostrzegawczego.

W okresie od 31 sierpnia do 6 września południowa i środkowa część dorzecza Wisły po raz czwarty w roku znalazła się w zasięgu rozlewnych opadów o dużej intensywności. W Bydgoszczy-Fordonie kulminacja o 5 cm przekraczająca stan alarmowy została zaobserwowana 10 września. Podobnie jak w marcu zalane zostały najniżej położone odcinki drogi wojewódzkiej nr 256.

Pod koniec grudnia, który okazał się miesiącem ekstremalnie chłodnym, nastąpiła w południowej części dorzecza odwilż. Pod jej wpływem wody roztopowe zaczęły spływać na północ. Tymczasem na dolnej Wiśle nadal występowała pokrywa lodowa, co powodowało jej piętrzenie wody. Tym samym w dorzeczu Wisły powstały typowe warunki pogodowe w jakich w przeszłości dochodziło do groźnych powodzi zatorowych w 1atach 1888, 1889, 1924, 1937, 1947 i 1954. Wzmożony odpływ wód wiślanych w rejonie Bydgoszczy trwał długo bo od 9 stycznia 2011 roku do 28 lutego, w postaci dwóch fal: pierwszej o kulminacji 646 cm (czyli 4 cm poniżej stanu alarmowego), którą odnotowano 21 stycznia oraz drugiej, która osiągnęła stan ostrzegawczy w dniach 13 i 14 lutego. Na łagodny w sumie przebieg roztopów złożyły się trzy czynniki: odwilż przebiegała stopniowo, wstrzymywana w dniach z ujemnymi temperaturami powietrza, dzięki pracy lodołamaczy na dolnej Wiśle udało się wykonać rynnę umożliwiającą spływ kry w kierunku jej ujścia, ponadto roztopom nie towarzyszyły opady deszczu. Nietypowa natomiast sytuacja wytworzyła się na Zbiorniku Koronowskim. Pod wpływem topnienia pokrywy śnieżnej i lokalnych opadów w jego zlewni, doszło do zapełnienia pojemności powodziowej akwenu. Przystąpiono więc do zwiększonego zrzutu wody w kierunku Bydgoszczy, co spowodowało znaczące podwyższenie poziomu wody na obszarze miasta, bliskie stanowi brzegowemu.

Podsumowanie

1. Z przeprowadzonych dotychczas badań nad historią powodzi na terenie Bydgoszczy wynika, że ich przyczyną prawie zawsze był przybór wody na Wiśle (Gorączko 2010). Zagrożona bezpośrednim zalewem wodami wiślanymi jest

wschodnia część miasta, położona w obrębie pierwotnego łożyska rzeki. Pomimo obwałowania tych obszarów, a może właśnie dlatego, ten rejon Bydgoszczy należy uznać za najbardziej newralgiczny z punktu widzenia ewentualnych skutków podtopienia. W przypadku przerwania wałów w zasięgu katastrofalnego zalewu znajdą się dwie duże oczyszczalnie ścieków, obsługujące obszar całego miasta i okoliczne gminy. Wały dają ochronę, która w niekorzystnych warunkach hydrologiczno-meteorologicznych, może okazać się iluzoryczna. Okresowo prowadzone kontrole ich stanu technicznego za każdym razem wykazują zbyt mały stopień zagęszczenia gruntu w korpusie wałów, ich podatność wzmożoną filtrację i sufozję oraz przebicia hydrauliczne. Lokalnie korona wałów znajduje się poniżej poziomu miarodajnej wody stuletniej albo przewyższa go tylko nieznacznie. Wobec powyższego znajdują się one w stanie zagrażającym bezpieczeństwu.

2. Przy wysokich stanach na Wiśle, zaburzony zostaje swobodny odpływ uchodzącej do niej Brdy. Efektem jest pojawianie się cofki, której maksymalny zasięg szacować można nawet na 20 km. Cofka na Brdzie może się rozwijać pomimo tego, że w efekcie kanalizacji jej dolnego odcinka doprowadzono do stopniowania w jej profilu podłużnym (Gorączko 2006). Na stopniu wodnym położonym najbliżej ujścia Brdy (jaz Czersko Polskie), w normalnych warunkach eksploatacyjnych poziom wody górnej jest utrzymywany około 4 metry powyżej stanowiska dolnego, gdy tymczasem maksymalny stan wody na tym obiekcie może kształtować się co najmniej dwa metry powyżej poziomu zrównania się Wisły z Brdą.

3. Od marca 2010 roku do lutego 2011 roku na Wiśle w rejonie Bydgoszczy przemieściło się siedem fal wezbraniowych. Biorąc pod uwagę zebrany materiał obserwacyjny sięgający początków XX wieku, stwierdzono, że analizowany okres charakteryzował się nietypowo dużą częstotliwością wysokich wezbrań, o różnej genezie. Wezbranie majowe przyniosło szóstą pod względem wysokości kulminację w ostatnich 110 latach i drugą jeśli wziąć pod uwagę jedynie wezbrania spowodowane opadami. Nakładające się na siebie fale wezbraniowe w maju i w czerwcu w efekcie dały najdłuższy okres ze stanami wody powyżej alarmu dla powodzi opadowych (9 dni), podobnie jak w przypadku stanu ostrzegawczego (26 dni). Wezbrania w latach 2010 i 2011 dowodzą, że pomimo pogłębiających się okresów niżówkowych obserwowanych na Wiśle w ciągu ostatnich 30 lat (Szyplik 2012), nadal możliwe jest wystąpienie wezbrań o kulminacjach zbliżonych do najwyższych z zanotowanych w historii.

4. Na rozmiary cofki na Brdzie wpływ mają trzy zasadnicze czynniki: wysokość kulminacji na Wiśle, długość fali wezbraniowej o wysokości zbliżonej do kulminacji oraz ilość dopływającej wody Brdą do miasta. Ochrona przeciwpowodziowa na poziomie lokalnym powinna zdecydowanie koncentrować się na

racjonalnym, nie generującym coraz większych strat, zagospodarowaniu terenów miejskich narażonych na zalewy. Inne formy ochrony, poza czysto doraźnymi, nie mają znaczenia w przypadku Bydgoszczy, ponieważ formowanie fali wezbraniowej na Wiśle wywołanej opadami lub roztopami odbywa się w górnej i środkowej części dorzecza. Możliwości jej kontrolowanego obniżenia na dolnym odcinku są bardzo ograniczone z uwagi na brak zbiorników retencyjnych dysponujących większą pojemnością powodziową oraz odcięcia wałami Wisły od jej naturalnych terenów inundacyjnych. Dużo lepiej pod tym względem sytuacja przedstawia się w dorzeczu Brdy, gdzie na Zbiorniku Koronowskim można regulować odpływ w kierunku Bydgoszczy. Podkreślić jednak należy, że działania podejmowane w dorzeczu Brdy mogą jedynie w pewnym zakresie złagodzić skutki wezbrania cofkowego na Brdzie miejskiej, a nie wyeliminować możliwość jego wystąpienia.

Literatura

Gorączko M. 2006, Prace hydrotechniczne w rejonie Bydgoskiego Węzła Wodnego i ich wpływ na zagrożenie powodziowe miasta, Dokumentacja Geograficzna, 32, IGiPZ PAN, Warszawa,81–84.

Gorączko M. 2010, Wezbrania w obrębie Bydgoskiego Węzła Wodnego i ich wpływ na zagrożenie powodziowe miasta, Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, vol.68, Warszawa, 241–250.

Gorączko M, Gadomski J. 2011, Znaki wielkiej wody na terenie Bydgoszczy, Gospodarka Wodna, 7, 295–300.

Szyplik J. 2012, Wpływ niżówek na warunki funkcjonowania żeglugi na Wiśle w rejonie Bydgoszczy, Praca Dyplomowa, Archiwum Katedry Inżynierii Sanitarnej i Wodnej, UTP, Bydgoszcz.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
TOM 1
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska

Katarzyna Kubiak-Wójcicka

Uniwersytet Mikołaja Kopernika,
Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Wydział Nauk o Ziemi,
ul. Lwowska 1, 87–100 Toruń, kubiak@umk.pl

CHARAKTERYSTYKA NIŻÓWEK NA WIŚLE W TORUNIU

THE CHARACTERISTICS OF LOW WATER LEVELS ON THE VISTULA RIVER IN TORUN

Streszczenie: W artykule przedstawiono charakterystykę niskich stanów wody na Wiśle w Toruniu. Podstawą analiz były codzienne stany wody z okresu 1951–2010. Za niżówkę przyjęto stan wody, który był równy lub mniejszy od wartości granicznej z analizowanego okresu i trwał co najmniej 5 kolejnych dni. Za wartość graniczną niżówki przyjęto średnią niską wodę (SNW), która w latach 1951–2010 wynosiła 179 cm. Łącznie w badanym okresie wystąpiło 31 niżówek letnich i 7 niżówek zimowych. Najdłuższa niżówka z całego wielolecia 1951–2010 trwała 67 dni od 4 sierpnia 2003 r. do 9 października 2003 r.

Słowa kluczowe: niżówka, stany wody, Toruń, Wisła

Summary: The paper presents the characteristics of low water levels on the Vistula river in Torun. The basis of the analysis was the set of daily water level data from the period of 1951–2010. It has been assumed that a low flow is a water level lower than or equal to the threshold of the analyzed period and that lasted at least 5 consecutive days. A low flow threshold is equal to the medium low water level, which in the multiyear 1951–2010 was 179cm. In the analyzed period there were 31 summer low flows and 7 winter low flows. The longest low flow in the multiyear 1951–2010 lasted 67 days: from August 4 2003 to October 9 2003.

Key words: low flow, water level, Torun, Vistula

Wprowadzenie i obszar badań

Wody płynące w Polsce charakteryzują się zmiennością sezonową i wieloletnią. Przejawia się to w występowaniu zjawisk ekstremalnych jakimi są wezbrania i niżówki. Do niedawna większe zainteresowanie wzbudzały wezbrania i powodzie, ze względu na swoją niszczycielską siłę i niejednokrotnie tragiczne w skutkach zdarzenia.

Problem niżówek został zauważony w Polsce latach 50., gdy pojawiły się problemy z wodą. W ostatnich latach coraz częściej występują okresy z niedoborem wody. Niżówki wywołane są najczęściej długotrwałym brakiem opadów, co w efekcie może mieć katastrofalne skutki zwłaszcza na obszarach deficytowych.

Celem pracy jest charakterystyka niżówek na Wiśle w Toruniu w okresie wielolecia 1951–2010. Wskazanie sezonowości występowania niżówek ma istotne znaczenie z punktu widzenia gospodarczego.

Metody badań

Niżówki to okresy niskich stanów wody w korycie rzeki, spowodowane ograniczonym zasilaniem rzeki wynikającym z wyczerpywania się zasobów wodnych zlewni. Przyczynami wywołującymi niżówki są małe opady lub ich brak, a w zimie niska temperatura powietrza, w wyniku której następuje retencjonowanie pokrywy śnieżnej i zlodzenie rzek (Bajkiewicz-Grabowska i Mikulski 1993). Ze względu na okres w którym występują niskie stany wody wydzielono niżówki letnie i zimowe. Według Fal (2007) niżówka to co najmniej 10-dniowy okres występowania niskich stanów wody i przepływów w rzekach, kiedy są one zasilane prawie wyłącznie wodami gruntowymi.

Niżówka jest to okres występowania stanów wody niższych lub równych od wartości stanu granicznego i trwający co najmniej określoną ilość dni. Do określenia niżówek przyjęto stany wody z uwagi na długi ciąg obserwacyjny (60 lat). Za wartość graniczną stanu wody przyjęto średnią niską wodę obliczoną dla wielolecia 1951–2010, która dla posterunku w Toruniu wynosi 179 cm. W niniejszym opracowaniu przyjęto, że niżówka jest to okres ze stanami wody równymi lub niższymi niż wielkość graniczna, który trwa co najmniej 5 dni.

Na podstawie codziennych stanów wody Wisły na posterunku w Toruniu wyznaczono okresy występowania dni z niżówkami w latach hydrologicznych 1951–2010. Ustalono genezę, czas trwania oraz głębokość niżówek.

Dane hydrologiczne uzyskano z Roczników hydrologicznych Wisły (1950––1983) i z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (1984–2010).

Obserwacje hydrologiczne

Systematyczne obserwacje stanów wody na dolnej Wiśle prowadzono już w XVIII wieku. W związku z tym istnieje długi ciąg obserwacyjny na kilku posterunkach wodowskazowych. Według Makowskiego i Tomczak (2002) posterunek wodowskazowy na Wiśle w Toruniu ma najdłuższą serię obserwacji stanów wody, które prowadzone były nieprzerwanie codzienne od 1817 roku.

Posterunek wodowskazowy w Toruniu zlokalizowany jest na 734,7 km biegu rzeki. Rzędna zera wodowskazu wynosi 31,981 m nad poziom morza w Kronsztadzie. Wodowskaz zamyka zlewnię o powierzchni 181033 km^2, co stanowi 93,11% całkowitej powierzchni dorzecza Wisły (Glazik i Kubiak-Wójcicka 2009).

Położenie posterunku wodowskazowego, miary na łatach wodowskazowych oraz rzędne zera wodowskazu zmieniały się kilkakrotnie w ciągu XIX i XX wieku. W analizowanym okresie 1951–2010 zmianie uległy rzędne zera wodowskazu. Od 1966 r. zmiany te były następstwem odniesienia niwelacji do poziomu morza w Kronsztadzie. Do 1966 roku rzędne zera wodowskazu odnosiły się do poziomu morza w Amsterdamie (NN) (Rocznik hydrologiczny 1966). W latach 1951–1957 posterunek wodowskazowy w Toruniu był zlokalizowany na km 747,7, a w okresie 1958–1970 na km 747,8. Od roku 1971 ponownie zmieniono położenie posterunku na 747,7 km biegu Wisły. W 1973 roku skorygowano rzędną zera wodowskazu w Toruniu z 31,980 m n.p.m. Kr. na 31,960 m n.p.m. Kr. Dane hydrologiczne są porównywalne, ponieważ rzędne zera wodowskazu w Kronsztadzie uwzględniają korektę w stosunku do rzędnej poziomu morza w Amsterdamie. Maksymalne i minimalne stany wody na posterunku w Toruniu przedstawiono w tabeli 1. W związku z tym przedstawiono najwyższe i najniższe zaobserwowane stany wody jakie wystąpiły do 2010 r.

Tab. 1. Maksymalne i minimalne obserwowane stany wody Wisły w Toruniu
Tab. 1. Maximum and minimum Vistula's water levels observed in watermark Torun.

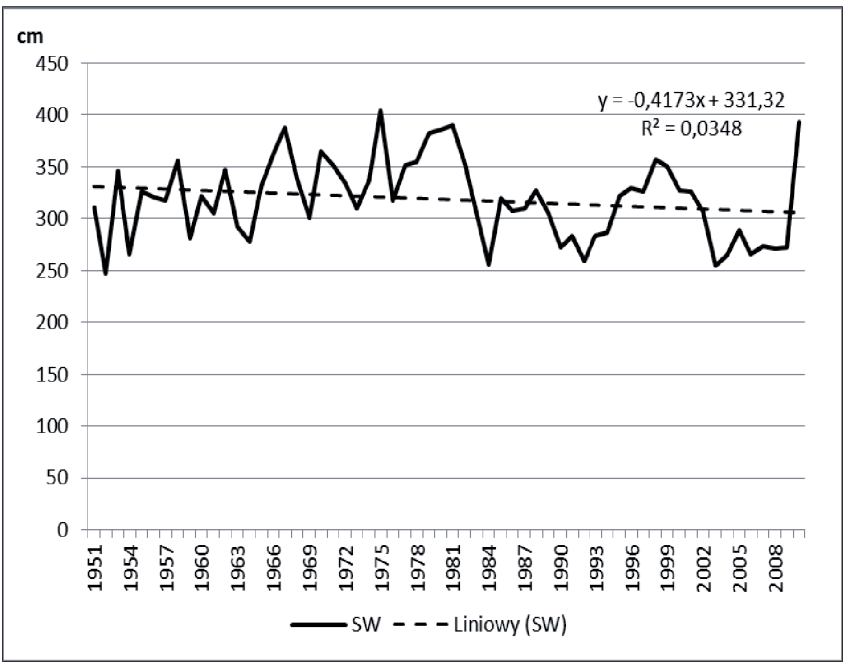
Posterunek wodowskazowy	Maksymalny stan wody			Minimalny stan wody		
	cm	m n.p.m.	data	cm	m n.p.m.	data
Toruń	979	41,75	1 III 1871	110	33,06	1 XII 1892

Przebieg stanów wody dolnej Wisły uzależniony jest od warunków fizjograficznych i hydrometeorologicznych w całym dorzeczu. Istotny wpływ na wysokość stanów wody w Wiśle ma stopień piętrzący we Włocławku oddany do użytku w 1970 r. W związku z tym do analizy stanów wody przyjęto okres od 1951 do 2010 r., czyli przed i po wybudowaniu stopnia wodnego.

Stany wody w latach 1951–2010

Najwyższy stan wody na posterunku w Toruniu został zanotowany w 1962 roku i wynosił 867 cm, natomiast najniższy wynosił 121 cm i wystąpił w również w 1962 roku. Średni stan wody z okresu wielolecia na Wiśle w Toruniu wynosi 319 cm i jest niższy o 5 cm od średniego rocznego stanu z wielolecia 1951–2000.

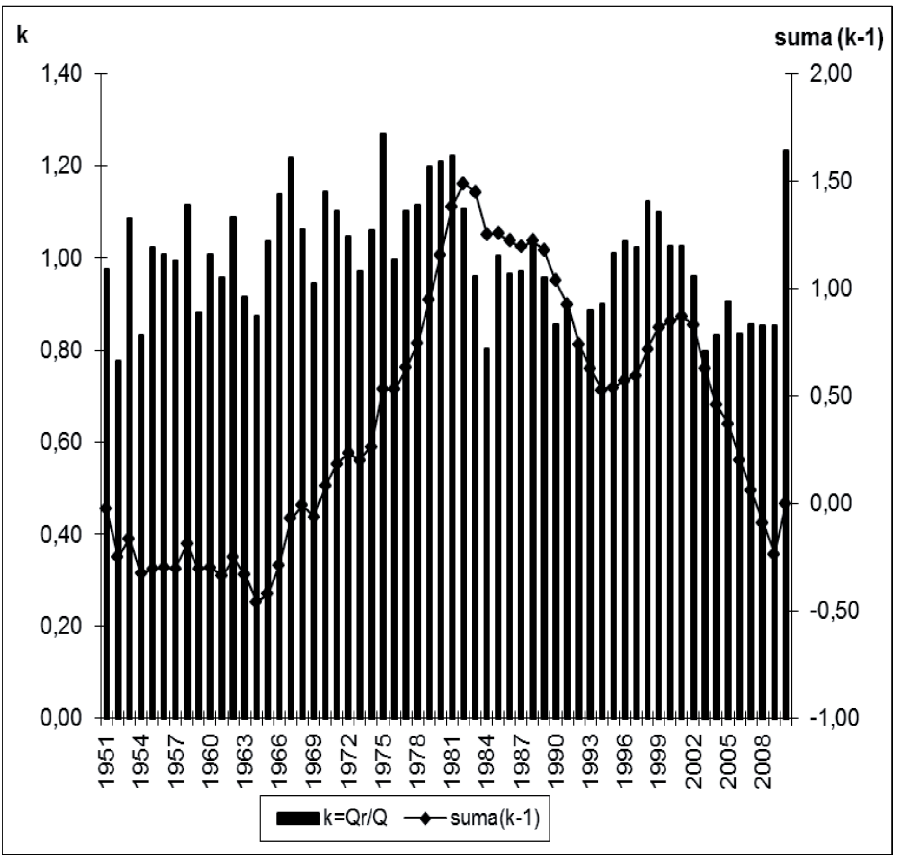
Uznano, że ogólną sytuację hydrologiczną Wisły na posterunku w Toruniu najlepiej odzwierciedlają średnie roczne stany wody. Przebieg średnich rocznych stanów wody na Wiśle w Toruniu w okresie 1951–2010 wykazuje tendencję malejącą (ryc. 1). Najwyższe wartości średnich rocznych stanów wody wystąpiły w 1975 r. i 2010 r., a najniższe w 1952 r., 1984 r. i 2003 r.



Ryc. 1. Przebieg średnich rocznych stanów wody na posterunku w Toruniu w okresie 1951–2010
Fig. 1. Medium yearly water levels in watermark Torun in the period of 1951–2010.

Na podstawie średnich rocznych stanów wody Wisły w Toruniu w okresie 1951–2010 wyznaczono roczne współczynniki stanów wody k (ryc. 2). Jest to stosunek średniego rocznego stanu wody (SW) do średniego stanu wody z wielolecia (SWW).

Najwyższe wartości k wystąpiły w latach 1967, 1975, 1979, 1980, 1981, i 2010. Najniższe wartości k wystąpiły w 1952, 1954, 1984, 1992, 2003 i 2006. Rok 1952 charakteryzował się najniższym stanem wody wśród stanów średnich w całym analizowanym 60-leciu (ryc. 2).



Ryc. 2. Diagram i krzywa kumulacyjna rocznych współczynników stanów wody (k) Wisły w Toruniu za lata 1951–2010

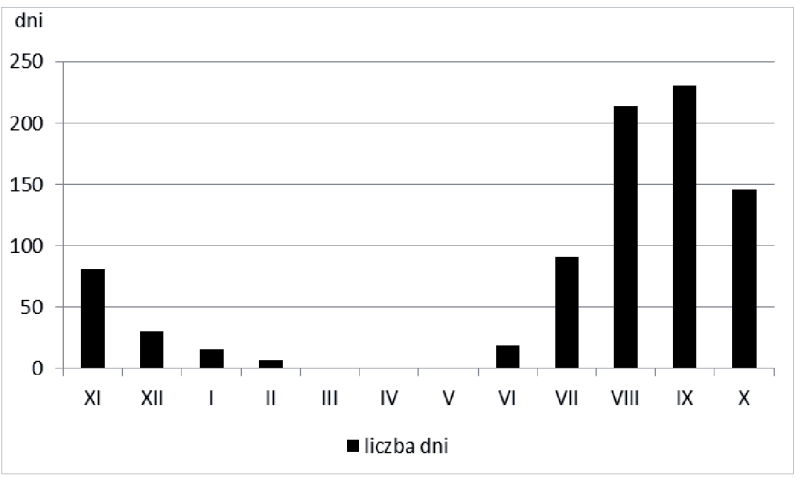
Fig. 2. Diagram and cumulative curve of yearly water level coefficients (k) of Vistula river in Torun in the period of 1951–2010.

Na podstawie krzywej kumulacyjnej średnich rocznych współczynników stanów wody Wisły (suma k-1) wyznaczono charakterystyczne okresy występowania wzrostu i spadku średnich stanów wody w analizowanym wieloleciu. Pierwszy okres trwał od 1951 do 1964 roku i charakteryzował się spadkiem średnich

stanów wody. W okresie tym wystąpiły krótkookresowe fluktuacje wzrostowe stanów wody, jednak miały one drugorzędne znaczenie. W latach 1965–1982 zaobserwowano wzrost średnich stanów wody. Najwyższą kulminację krzywa sumowa osiągnęła w 1982 r. Spowodowane to było występowaniem wezbrań pod koniec lat 70. i na początku lat 80. Po 1982 roku wystąpiła ogólna tendencja spadkowa średnich rocznych stanów wody i trwała ona do 2009 r. z niewielką tendencją wzrostową stanów wody w okresie od 1995 r. do 2001 r. Przyczyną obniżenia rocznych kulminacji stanów wody była susza hydrologiczna na przełomie lat 80. i 90. Według Lorenc i in. (2008) największe susze, które objęły większą część Polski stwierdzono w latach 1982, 1983, 1984, 1989, 1991, 1992, 1993, 1994, 2000, 2002, 2003, 2005.

Czas trwania niskich stanów wody

Na podstawie codziennych obserwacji stanów wody w latach 1951–2010 obliczono liczbę dni ze stanami wody równymi lub niższymi od wartości granicznej. Za wartość graniczną stanu wody przyjęto średnią niską wodę obliczoną dla wielolecia 1951–2010, która dla posterunku w Toruniu wynosi 179 cm.



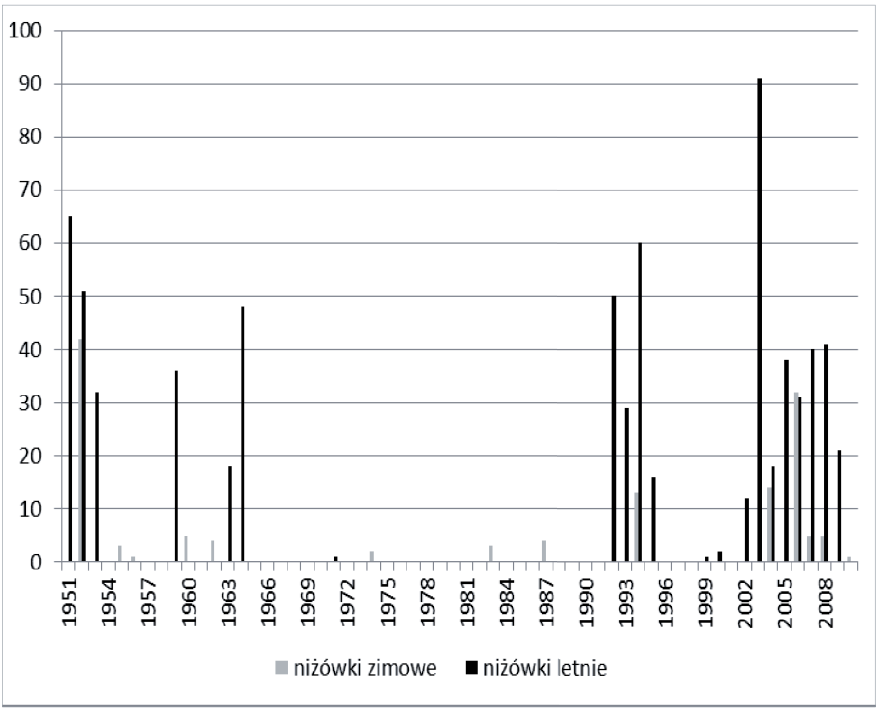
Ryc. 3. Liczba dni z niskimi stanami wody na Wiśle w Toruniu w latach 1951–2010.
Fig. 3. Number of days with low water level of Vistula river in Torun in period of 1951–2010.

W okresie 1951–2010 na Wiśle w Toruniu wystąpiło 835 dni ze stanami wody równymi lub niższymi od stanu średniego niskiego (179 cm). Łącznie w latach

1951–2010 wystąpiło 29 lat, w których wystąpił przynajmniej 1 dzień ze stanem wody niższym lub równym 179 cm. Oznacza to, że w ciągu 31 lat tego wielolecia nie pojawił się w ogóle stan wody równy lub niższy od wartości granicznej.

Ze względu na okres w którym występują niskie stany wody wydzielono niżówki letnie i zimowe. Taki podział został zastosowany m.in. przez Ozgę-Zielińską i Brzezińskiego (1997) i innych.

Na podstawie ryc. 3 stwierdzono, że więcej dni z niskimi stanami wody przypada na półrocze letnie (701 dni) niż zimowe (134 dni). W miesiącach od marca do maja nie notowano w ogóle niżówek. Związane jest to przede wszystkim z zasilaniem roztopowym. Najwięcej dni z niżówkami wystąpiło we wrześniu (231 dni), sierpniu (214 dni) i październiku (146 dni), co wynika z wyczerpywania się zasobów retencyjnych zlewni w okresie letnio-jesiennym. W rozkładzie chronologicznym niżówek stwierdzono tendencję do grupowania się lat występowania w cykle kilkuletnie np. 1951–1956, 1959–1964, 1992–1995 oraz najdłuższy okres 2002–2008 (ryc. 4).



Ryc. 4. Liczba dni ze stanami wody ≤179 cm na Wiśle w Toruniu w latach 1951–2010

Fig. 4. Number of days with water level ≤179 cm on Vistula in Torun in the period of 1951–2010.

Tabela 2. Liczba dni z niżówkami na posterunku w Toruniu w okresie 1951–2010
Table 2. The number of days with low flows in watermark Torun in the period of 1951–2010.

Lp.	Rok hydrologiczny	Daty początku i końca niżówki		Łączny czas trwania niżówek (dni)
		Półrocze zimowe	Półrocze letnie	
1	1951	-	24 VIII-8 X, 13–31 X (65 dni)	65
2	1952	1 XI-2 XII, 28 I-6 II (42 dni)	27 VII-14 IX (50 dni)	92
3	1954	-	9 IX-10 X (32 dni)	32
4	1959	-	26 X-28 X (33 dni)	33
5	1963	-	13–22 VIII (10 dni)	10
6	1964	-	28 VII-2 VIII, 4–19 VIII, 9–30 IX (44 dni)	44
7	1992	-	29 VII-10 IX, 14–18 X (49 dni)	49
8	1993	-	26–30 VI, 17–21 VII, 23 VIII-2 IX (21 dni)	21
9	1994	22 XI-4 XII (13 dni)	27 VII-29 VIII, 31 VIII-13 IX, 16–20 IX (54 dni)	67
10	1995	-	18–31VIII (14 dni)	14
11	2003	-	4VIII-9X (67 dni)	67
12	2004	3–7 XII (5 dni)	26 IX-6 X (11 dni)	16
13	2005	-	11–15 IX, 29 IX-8 X, 12–18 X, 20–24 X, 26–31 X (33 dni)	33
14	2006	5–15 XI, 17–25 XI, 30 XI-5 XII (26 dni)	26 VII-7 VIII (13 dni)	39
15	2007	-	6–15 VIII, 4–9 IX (16 dni)	16
16	2008	-	30 VI-15 VII, 5–23 IX (35 dni)	35
17	2009	-	23 IX-9 X (17 dni)	17
	1951–2010	86	564	650

Dodatkowym kryterium wydzielania niżówek jest czas ich trwania. W opracowaniu Fal (2007) za niżówkę przyjęto czas trwania niżówek co najmniej 10 dni poniżej wartości granicznej. W niniejszym opracowaniu przyjęto, że niżówka jest to okres występowania stanów wody niższych lub równych od wartości stanu granicznego i trwający co najmniej 5 dni i w ten sposób wyeliminowano 1 lub 2 dniowe (mało istotne) obniżenia stanu wody.

Za wartość graniczną stanu wody przyjęto średnią niską wodę obliczoną dla wielolecia 1951–2010. Dla posterunku w Toruniu wynosi ona 179 cm.

W ciągu 60 lat wystąpiło 38 niżówek w 17 latach hydrologicznych. W ciągu 1 roku hydrologicznego wystąpiły przeciętnie 2 niżówki. Razem niżówki trwały 650 dni. Najwięcej niżówek wystąpiło w półroczu letnim (31 niżówek), natomiast znacznie mniej w półroczu zimowym (7 niżówek). Niżówki letnie stanowią około 87% wszystkich dni z niżówkami. Średni czas trwania pojedynczej

niżówki letniej był dłuższy od niżówek zimowych i wynosił około 18 dni. Niżówki zimowe trwały znacznie krócej, średnio około 12 dni. Najdłuższa była niżówka letnia, która trwała 67 dni w 2003 r. Uzyskane wyniki korespondują ze stwierdzonymi tendencjami malejącymi średnich rocznych stanów wody (ryc. 2). Najwięcej niżówek (17) wystąpiło w okresie 2002–2009, kiedy to występowała przynajmniej 1 raz w ciągu roku. W okresie 1951–1964 zanotowano z kolei 11 niżówek, natomiast w latach 1965–1982 niżówki nie wystąpiły.

Podsumowanie

Na podstawie codziennych stanów wody Wisły na posterunku wodowskazowym w Toruniu wyznaczono okresy występowania niskich stanów wody w latach 1951–2010. Za wartość graniczną przyjęto średni niski stan wody (SNW), który w analizowanym wieloleciu wynosił 179 cm.

Najwięcej dni z niżówkami występuje we wrześniu, sierpniu i październiku. W półroczu letnim niżówki występowały częściej i trwały dłużej niż niżówki zimowe. Tylko w marcu, kwietniu i maju niżówki nie pojawiły się. Zwrócono uwagę, że niżówki w okresie 1951–2010 wykazywały tendencję do grupowania się w cykle kilkuletnie m.in. w okresie 2003–2009, kiedy to występowała co roku.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1993, Hydrologia ogólna, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Fal B., 2007, Niżówki na górnej i środkowej Wiśle, Gospodarka Wodna, 2: 72–81.

Glazik R., Kubiak-Wójcicka K., 2009, Wezbrania na Wiśle w Toruniu w latach 1951–2005, [w:] Bogdanowicz R., Fac-Beneda J. (red.), Zasoby i ochrona wód, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 301–311.

Lorenc H., Mierkiewicz M., Sasim M., 2008, Susze w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem roku 2006 (Historia, przyczyny, natężenie, zasięg, skutki, wnioski), Wiadomości Meteorologii Hydrologii Gospodarki Wodnej, 2 (1–2): 3–32.

Makowski J., Tomczak A., 2002, Stany wody Wisły w Toruniu w świetle pomiarów z ostatnich dwóch stuleci, TNT, Toruń.

Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1994, Hydrologia stosowana, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Rocznik hydrologiczny Wisły wód powierzchniowych. Dorzecze Wisły i rzeki Przymorza na wschód od Wisły, 1950–1983, PIHM, Wyd. Komun. i Łączności.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Włodzimierz Marszelewski, Adam Piasecki

Uniwersytet M. Kopernika w Toruniu,
Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej,
e-mail: marszel@umk.pl piasecki@doktorant.umk.pl

WPŁYW OPADÓW ATMOSFERYCZNYCH NA FUNKCJONOWANIE CENTRALNEJ OCZYSZCZALNI ŚCIEKÓW W TORUNIU – WYNIKI WSTĘPNE

INFLUENCE OF PRECIPITATION ON THE FUNCTIONING OF THE CENTRAL WASTEWATER TREATMENT PLANT IN TORUŃ – PRELIMINARY RESULTS

Streszczenie. Celem pracy jest określenie udziału wód opadowych w kształtowaniu ilości ścieków doprowadzanych do oczyszczalni ścieków w Toruniu. Ponadto wskazano zależności pomiędzy sumą opadów atmosferycznych, a ilością ścieków w okresie 2002–2011. Okres ten charakteryzował się dynamicznym rozwojem sieci kanalizacyjnej (tab. 1, ryc. 1). Najstarsze jej części (w centrum miasta) mają charakter kanalizacji ogólnospławnej, a pozostałe kanalizacji sanitarnej. W analizowanym okresie wystąpiły duże różnice rocznych opadów atmosferycznych (od 461 do 833 mm, tab. 2). Stwierdzono istotne związki między dobowymi dopływami ścieków do oczyszczalni i dobowymi sumami opadów atmosferycznych (ryc. 2), a także znaczne zróżnicowanie ilości ścieków doprowadzanych do oczyszczalni w poszczególnych miesiącach i latach (tab. 3, ryc. 3). W wyniku tego stwierdzono różną wielkość korelacji między rozpatrywanymi zmiennymi (tab.4). Obliczono, że udział opadów atmosferycznych w ściekach doprowadzanych do oczyszczalni wynosił od 5,6 do 10,4% w zależności od ilości opadów atmosferycznych w danym roku. Wykazano istotne związki między rocznymi sumami opadów atmosferycznych a dopływem ścieków do oczyszczalni (ryc. 4) oraz między rocznymi sumami opadów atmosferycznych a ilością wód opadowych w ściekach doprowadzanych do oczyszczalni (ryc. 5).

Słowa kluczowe: kanalizacja ogólnospławna, kanalizacja sanitarna, ścieki, opady atmosferyczne

Summary. The aim of the paper is to define the influence of precipitation on the quantity of wastewater supplied to the wastewater treatment plant in Toruń. Besides, the relationship between total precipitation and the amount of wastewater in the years 2002–

–2011 was indicated. This period showed the rapid development of sewerage system (Tab. 1, Fig. 1). The oldest part of it (in the city center) has the character of combined sewerage system, while the remaining part of separate sewerage system. In the discussed period of time there were large differences in annual precipitation (from 461 to 833 mm, Tab. 2). There was a significant correlation between the daily inflow of the wastewater to the treatment plant and the daily sums of precipitation (Fig. 2), as well as serious differences in the amount fed to the sewage treatment plants in individual months and years (Tab. 3, Fig. 3). As a result, it was found out that the correlation between the different variables under consideration was diverse (Tab. 4). It was calculated that the proportion of precipitation in the wastewater delivered to the treatment ranged from 5.6 to 10.4%, depending on the amount of precipitation in a given year. There were significant correlations between the annual sums of precipitation and inflow to the wastewater treatment plant (Fig. 4) and between annual precipitation totals and the amount of rainwater in the wastewater delivered to the treatment plant (Fig.5).

Key words: combined sewerage system, separate sewerage system, sewage, precipitation

Wprowadzenie i obszar badań

We współczesnym świecie wielką uwagę zwraca się na oczyszczanie ścieków jako jeden z najważniejszych elementów ochrony środowiska. Z tego też względu szybko wzrastają nakłady finansowe na budowę kanalizacji i oczyszczalni ścieków. Obsługa tego rodzaju systemu odprowadzania i oczyszczania ścieków jest kosztowna, m.in. ze względu na duże zużycie energii oraz niezbędne prace konserwacyjne. Dodatkowym czynnikiem wpływającym na wzrost kosztów jest dopływ tzw. wód przypadkowych. Pojęcie to obejmuje wody przedostające się do sieci kanalizacyjnej z opadów deszczu i śniegu, infiltracji wód podziemnych i nielegalnych podłączeń. Woda pochodząca z opadów deszczu i śniegu w dużym stopniu wpływa na wzrost ilości oczyszczanych ścieków i tym samym kosztów z tym związanych. Z tego też powodu w niektórych miastach w Polsce (m.in. Bytom, Tarnowskie Góry, Żory, Wrocław, Poznań) wprowadzono tzw. podatek od deszczu (Krzyca i in. 2007, Pyszny 2009).

Wpływ opadów atmosferycznych na funkcjonowanie oczyszczalni ścieków wymaga przeprowadzenia szczegółowych analiz tym bardziej, że może być on inny w obrębie poszczególnych systemów kanalizacyjnych. Zależy to przede wszystkim od udziału kanalizacji ogólnospławnej w ogólnej długości sieci kanalizacyjnej. W poniższej pracy analiza taka została przeprowadzona na przykładzie systemu kanalizacji Torunia.

Historia rozwoju podziemnego systemu kanalizacji Torunia jest długa i sięga XIV wieku. Najstarsze rury drewniane pochodzą z lat 1342/1343, co ustalono

metodą dendrochronologiczną. W kolejnych wiekach sieć kanalizacyjna ulegała dalszej rozbudowie. Od 1826 roku rozpoczęto zastępować rury drewniane żelaznymi. W 1854 roku skanalizowano znaczną część Starego Miasta (Juśko 2011a). Wraz z rozwojem miasta następowała dalsza rozbudowa kanałów kanalizacyjnych, których do 1927 r ułożono 2,6 km. W tym czasie śródmieście było już całkowicie skanalizowane. Pod koniec 1935 roku sieć kanalizacyjna uliczna osiągnęła łączną długość 54 km (Juśko 2011b). Po 1945 roku nastąpił dynamiczny rozwój miasta oraz wzrost liczby ludności, a tym samym konieczność modernizacji istniejących ujęć wody, a także rozbudowa sieci kanalizacyjnej. Do 2000 roku zbudowano w Toruniu 346,79 km kanalizacji. Po 2000 roku nastąpił dynamiczny rozwój sieci kanalizacyjnej i wodociągowej dzięki wykorzystaniu środków z Funduszu Spójności – ISPA, a w następnych latach z Programu Operacyjnego Infrastruktura i Środowisko. Rezultatem prowadzonych prac był wzrost długości sieci kanalizacyjnej od 2,6 km w 1927 roku do prawie 539 km w 2011 roku, kiedy to do sieci kanalizacyjnej podłączonych było 215,2 tys. osób (tab. 1).

Tabela 1. Rozwój kanalizacji w Toruniu w latach 2000–2011.
Table 1. Development of the sewage system in Toruń in the years 2000–2011.

Rok	Kanalizacja				Razem
	ogólnospławna (Ko)	deszczowa (Kd)	sanitarna (Ks)	podłączenia	
	km				
2000	118,4	84,9	83,15	60,34	346,79
2001	118,4	87,88	93,17	61,45	360,9
2002	118,46	19,23*	94,12	59,45**	291,26
2003	118,76	19,27	97,01	60,05	295,09
2004	118,8	19,27	97,61	60,75	296,43
2005	118,8	19,27	98,41	60,95	297,43
2006	118,8	19,29	112,7	61,48	312,27
2007	118,8	19,29	118,51	61,49	318,09
2008	118,8	19,29	167,16	61,49	366,74
2009	116,41***	19,59	302,62	61,49	500,11
2010	125,17	19,54	318,68	61,49	524,88
2011	125,17	19,54	332,71	61,49	538,91

* nastąpiło przekazanie 68,68 km do Miejskiego Zarządu Dróg (MZD) w Toruniu

** przekazano 2,35 km do MZD w Toruniu

*** zmniejszono kanalizację ogólnospławną o 2,7 km w związku z likwidacją 1,3 km i zmianą przeznaczenia na kanalizację deszczową 0,25 km i kanalizację sanitarną 1,5 km

Od czasu otwarcia oczyszczalni w 1998 roku następował systematyczny wzrost długości sieci kanalizacyjnej odprowadzającej nieczystości. Wzrost długości sieci z pewnością miał bezpośredni wpływ na zwiększenie ilości wód przypadkowych doprowadzanych do oczyszczalni. W związku z powyższym należało w pierwszej kolejności dokonać analizy typów kanalizacji pod względem możliwości dostawania się do nich wód pochodzących głównie z opadów atmosferycznych.

Na obszarze Torunia funkcjonują następujące systemy kanalizacyjne: sanitarna, ogólnospławna, piętrowa i deszczowa (ryc. 1).

Kanalizacja sanitarna, jak nazwa wskazuje, powinna prowadzić jedynie ścieki sanitarne. Zgodnie z zapisami ustawy o zbiorowym zaopatrzeniu w wodę i zbiorowym odprowadzaniu ścieków zabrania się wprowadzania ścieków opadowych i wód drenażowych do kanalizacji sanitarnej. Niestety, prawdopodobnie niektórzy właściciele domków jednorodzinnych nielegalnie podłączają się do tej sieci odprowadzając ze swoich posesji wody opadowe. Inną kwestią jest przedostawanie się niewielkich ilości wód opadowych przez studzienki i nieszczelności. Wymienione czynniki zwiększają ilość ścieków, jednak nie jest to wzrost znaczący.

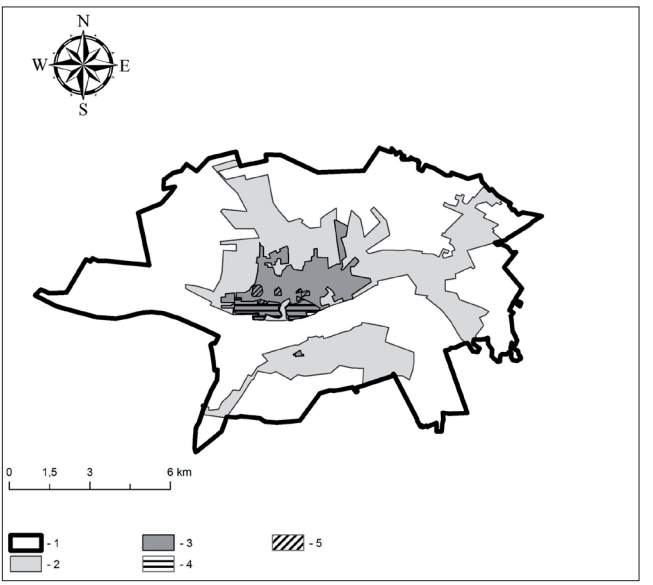
Kanalizacja ogólnospławna (ryc. 1) zbiera ścieki bytowe i deszczowe do wspólnego kolektora, a następnie odprowadza je do oczyszczalni. Obszar objęty tego typu kanalizacją ma decydujący wpływ na wzrost ilości odprowadzanych ścieków w czasie występowania opadów atmosferycznych i roztopów. Obejmuje ok. 20% ogólnej powierzchni skanalizowanej i występuje głównie w obrębie zabudowy wielorodzinnej powstałej do początku lat 90 XX wieku, w tym zwłaszcza w rejonie Starego i Nowego Miasta.

W Toruniu istnieje także typ kanalizacji tzw. piętrowej. W kanalizacji tej istnieją dwa oddzielne kanały, położone jeden na drugim, z których jeden prowadzi wody deszczowe, a drugi ścieki sanitarne. Kanalizacja ta ma jednak wspólne studzienki, poprzez które może następować przedostawanie się wód opadowych do kanału ze ściekami sanitarnymi. W zestawieniach odnośnie długości sieci kanalizacji typ ten nie jest wyodrębniany.

Kanalizacja deszczowa prowadząca jedynie wody opadowe nie jest połączona z Centralną Oczyszczalnią Ścieków, nie ma więc wpływu na wielkość oczyszczanych ścieków i z tego powodu nie była przedmiotem analizy.

Ogólnie, największy wpływ na przedostawanie się wód opadowych i roztopowych do sieci kanalizacyjnej mają przede wszystkim odcinki kanalizacji ogólnospławnej, a w mniejszym stopniu kanalizacji piętrowej. Obszar objęty kanalizacja ogólnospławną w Toruniu wynosi 7,83 km^2, a kanalizacją piętrowa 0,73 km^2. Dynamiczny rozwój kanalizacji po 2000 roku nie wpłynął w znaczący sposób na

wzrost długości kanalizacji ogólnospławnej i piętrowej. W sumie ich wzrost wyniósł około 10 km.



Ryc. 1. Zasięg kanalizacji ogólnospławnej i sanitarnej w Toruniu

Oznaczenia : 1- granica administracyjna miasta; 2- obszar objęty kanalizacją ogólnospławną i sanitarną; 3- obszar objęty kanalizacją ogólnospławna; 4- obszar najsilniej zabudowany (centrum miasta); 5- tereny zielone (nieskanalizowane). Opracowano na podstawie materiałów przedsiębiorstwa „Toruńskie Wodociągi" Sp. z.o.o w Toruniu.

Fig. 1. Combined and separate sewerage systems in Toruń

Key: 1 – city administrative borders, 2 – the area covered by the combined and separate sewerage system, 3 – the area covered by the combined sewerage system, 4 – most densely built-up area (city center), 5 – green areas (no sewerage system). Based on the materials of the company "Toruńskie Wodociągi" Sp. z.o.o in Toruń.

Sieć kanalizacyjna Torunia obsługiwana jest przez dwie oczyszczalnie ścieków: mechaniczno-biologiczną z symultanicznym strącaniem fosforu solami żelaza oraz odzyskiem biogazu (tzw. „Centralna Oczyszczalnia Ścieków" w prawobrzeżnej części miasta) oraz mechaniczno-biologiczną oczyszczalnię ścieków „Czerniewice" w części lewobrzeżnej.

Ilość ścieków aktualnie powstających w Toruniu i kierowanych do „Centralnej Oczyszczalni Ścieków" wynosi średnio 58521 $m^3 \cdot d^{-1}$. Stanowią one mieszaninę ścieków bytowych, przemysłowych, wód opadowych oraz wód infiltracyjnych. Ścieki pochodzące z wód opadowych wprowadzane są do sieci kanalizacyjnej jedynie z ok. 21,82 % części miasta objętej kanalizacją.

Cel pracy i metody

Celem pracy jest określenie udziału wód opadowych w kształtowaniu ilości ścieków doprowadzanych do Centralnej Oczyszczalni Ścieków w Toruniu (dalej nazywanej oczyszczalnią) oraz wskazanie zależności pomiędzy sumą opadów atmosferycznych, a ilością ścieków w latach 2002–2011. Analiza nie obejmuje ścieków doprowadzanych do oczyszczalni w lewobrzeżnej dzielnicy Torunia (Czerniewice) ze względu na jej marginalne znaczenie.

Realizacja głównego celu pracy wymagała zrealizowania kilku celów szczegółowych, w tym m.in.:

- analizy sieci kanalizacyjnej w Toruniu pod względem możliwości przedostawania się do niej wód przypadkowych, w tym zwłaszcza z opadów atmosferycznych;
- analizy rozbudowy sieci kanalizacyjnej i jej wpływ na ilość dostarczanych ścieków;
- wyznaczenia powierzchni skanalizowanej, z której istnieje możliwość przedostawania się wód opadowych do kanalizacji;
- analizy opadów atmosferycznych na podstawie danych IMGW–PIB oraz dokumentacji udostępnionej przez Toruńskie Wodociągi Sp. z.o.o .

Prace obejmowały także analizy matematyczne i statystyczne, których wyniki umożliwiły określenie zależności pomiędzy opadami atmosferycznymi, a ilością ścieków dostarczanych do oczyszczalni. Dane dotyczące dziennych sum opadów atmosferycznych pochodzą z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy.

Wyniki

Średnia suma roczna (1971–2000) opadów atmosferycznych w Torunia wynosi 538 mm, jednak w poszczególnych latach mają miejsce znaczne odchylenia od tej wartości. W analizowanym okresie (2001–2011) wystąpiły lata, w czasie których odchylenia od średniej wartości z wielolecia były znaczące. Największe odchylenie od wspomnianej średniej wartości miało miejsce w roku 2001 i 2010, kiedy to sumy opadów atmosferycznych wyniosły odpowiednio 700 i 832 mm. Zestawienie miesięcznych i rocznych sum opadów atmosferycznych w latach 2001–2011 zamieszczono w tab. 2.

Tabela 2. Miesięczne i roczne sumy opadów atmosferycznych na stacji w Toruniu (na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy).

Table 2. Monthly and annual total precipitation at the station in Toruń (based on the data from the Institute of Meteorology and Water Management – National Research Institute)

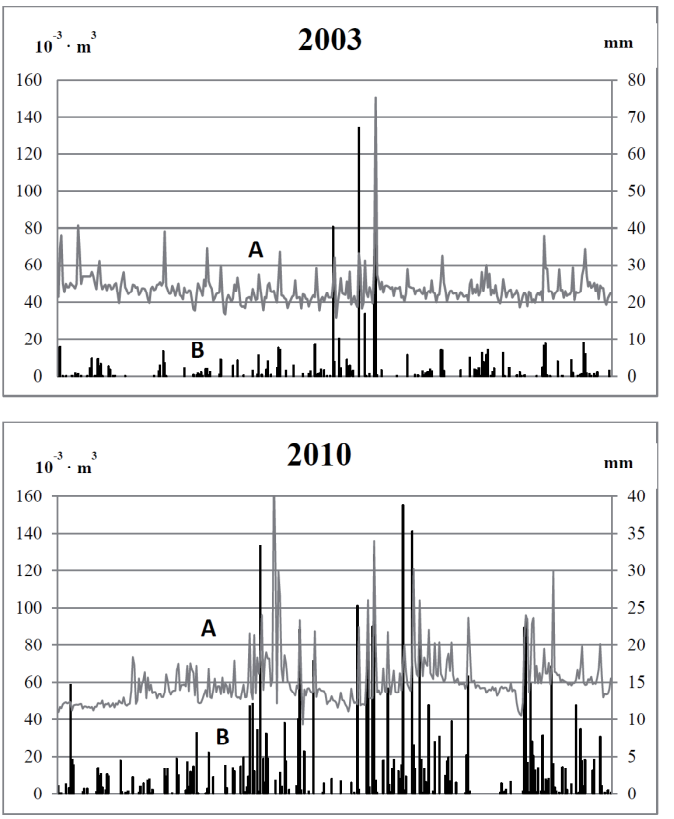
Rok	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
I	17	39	32	35	28	13	83	53	16	38	36,3
II	21	66	5	40	27	32	36	21	22	16	18,1
III	44	50	17	28	29	13	43	45	45	33	11,6
IV	72	15	20	31	51	40	19	35	1	28	8
V	49	69	33	47	73	52	67	12	80	120	35,5
VI	84	56	19	40	22	31	57	49	66	62	95,8
VII	176	64	227	64	51	13	165	19	115	125	138,6
VIII	57	55	10	80	34	156	72	125	28	154	33
IX	99	52	27	35	17	62	56	23	31	74	45,5
X	14	110	42	50	9	18	18	68	47	4	12,9
XI	28	39	26	32	27	43	23	20	42	125	3,4
XII	39	8	26	45	93	32	28	14	36	54	27,8
suma	700	623	484	527	461	505	667	484	529	833	466,5

Tabela 3. Miesięczne i roczne ilości ścieków doprowadzanych do oczyszczalni w Toruniu w latach 2002–2011.

Table 3. Monthly and annual quantity of wastewater supplied to the treatment plant in Toruń in the years 2002–2011.

Rok	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I-XII
	106 [m^3]												
2002	1,89	1,75	1,98	1,68	1,72	1,75	1,54	1,49	1,53	1,80	1,67	1,64	20,43
2003	1,67	1,33	1,45	1,38	1,36	1,27	1,56	1,45	1,38	1,44	1,38	1,48	17,15
2004	1,48	1,59	1,55	1,51	1,53	1,36	1,40	1,43	1,39	1,50	1,41	1,58	17,73
2005	2,02	1,25	1,60	1,55	1,61	1,42	1,34	1,32	1,29	1,44	1,49	1,82	18,14
2006	1,60	1,54	1,72	1,76	1,78	1,56	1,41	1,87	1,65	1,63	1,67	1,70	19,90
2007	1,84	1,69	1,93	1,70	1,73	1,63	1,89	1,65	1,68	1,63	1,50	1,62	20,50
2008	1,82	1,58	1,80	1,67	1,55	1,47	1,55	1,75	1,52	1,67	1,55	1,55	19,49
2009	1,51	1,42	1,67	1,48	1,52	1,48	1,59	1,43	1,44	1,60	1,62	1,66	18,41
2010	1,47	1,47	1,81	1,68	1,99	1,66	1,81	2,12	1,96	1,76	2,04	1,60	21,39
2011	2,24	1,69	1,74	1,52	1,59	1,58	1,75	1,52	1,50	1,50	1,42	1,51	19,56

W latach 2002–2011 roczny dopływ ścieków do Centralnej Oczyszczalni Ścieków wynosił od 17,15 mln m^3 w 2003 roku do 21,39 mln m^3 w 2010 roku (tab. 3). Większe zróżnicowanie dopływu ścieków wystąpiło w tych samych miesiącach w kolejnych latach, zwłaszcza w styczniu (od 1,47 do 2,24 mln m^3), sierpniu (od 1,32 do 2,12 mln m^3) i listopadzie (od 1,38 do 2,04 mln m^3). Fakt ten wskazuje na istotny udział innych elementów niż gospodarka komunalna i przemysł w produkcji ścieków na obszarze Torunia, w tym przede wszystkim opadów atmosferycznych.



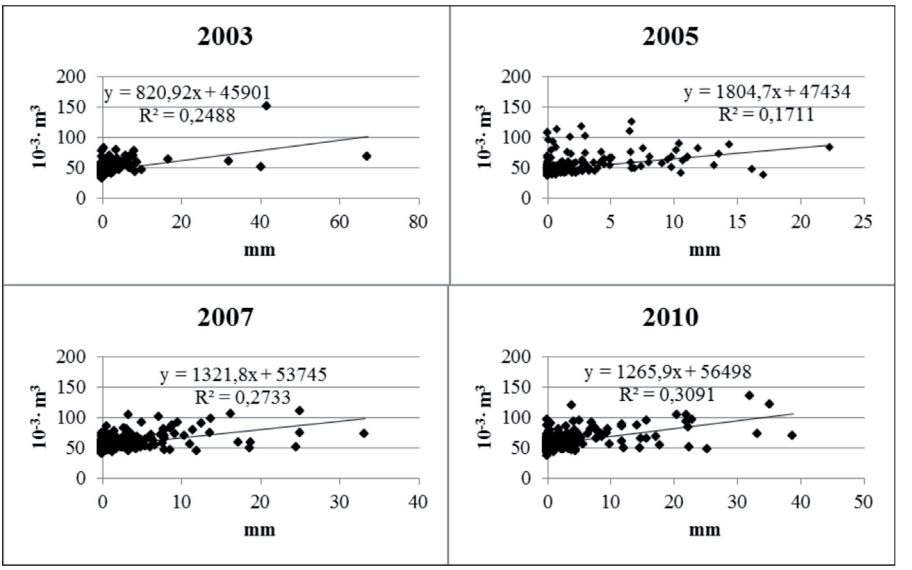
Ryc. 2. Dobowa zmienność opadów atmosferycznych (B) i dopływu ścieku do oczyszczalni (A) w roku suchym (2003) i wilgotnym (2010).

Fig. 2. Daily variability of precipitation (B) and inflow of wastewater to the treatment plant (A) in a dry (2003) and wet (2010) year.

W poszczególnych latach stwierdzono odmienne dobowe zmienności wielkości dopływu ścieków do oczyszczalni, które uzależnione były od dobowych sum opadów atmosferycznych (ryc. 2). Związki te szczególnie widoczne są w pół-

roczach ciepłych i występują zarówno w latach suchych (np. 2003) jak i wilgotnych (np. 2010).

Analiza statystyczna danych odnoszących się do ilości ścieków odprowadzanych do oczyszczalni i sumy opadów atmosferycznych polegała na stworzeniu modelu parametrycznego regresji liniowej. W modelu tym zmienną zależną była ilość ścieków odprowadzanych do oczyszczalni, a zmienną niezależną suma opadów atmosferycznych.



Ryc. 3. Związek między sumą dobową opadów atmosferycznych a dobową ilością ścieków doprowadzanych do oczyszczalni w wybranych latach.

Fig. 3. Correlation between daily precipitation totals and daily amount of wastewater supplied to the treatment plant in selected years

Otrzymane wyniki potwierdziły istnienie związku pomiędzy dwiema rozpatrywanymi zmiennymi. Wielkości współczynników korelacji dla poszczególnych lat mieściły się w przedziale od 0,4 do 0,6 (ryc. 3). Należy w tym miejscu zaznaczyć, że otrzymane wartości współczynników korelacji są mocno zaniżone na co wpływ miały następujące czynniki:

- opady atmosferyczne w czasie zimy w postaci śniegu często ulegają stopieniu dopiero po kilku lub kilkunastu dniach, a niekiedy nawet dłużej;
- śnieg w mieście, szczególnie w centrum i w miejscach gęsto zaludnionych, bywa często wywożony, co znacznie ogranicza zasilanie kanalizacji wodami roztopowymi;

- opady atmosferyczne występujące późnym wieczorem docierają do oczyszczalni następnego dnia, przez co powodują wzrost ilości ścieków oczyszczanych przez oczyszczalnię dzień po ich wystąpieniu;
- nierównomierne występowanie opadów na obszarze Torunia, podobnie jak i na obszarach innych miast.

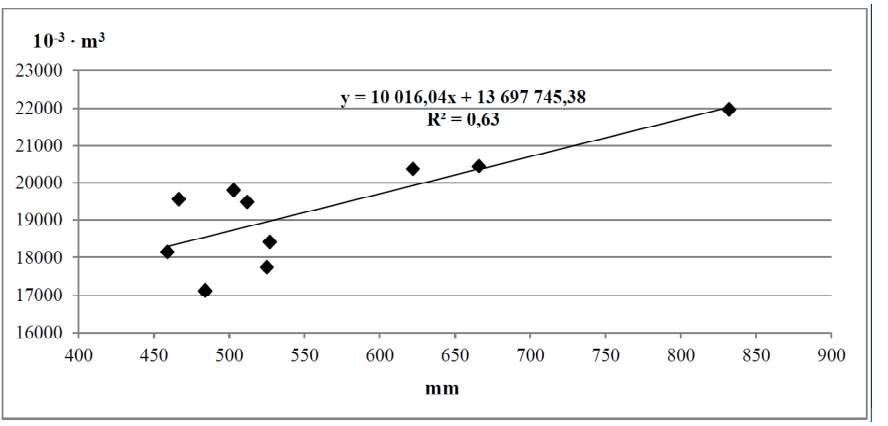
Tabela 4. Związki sum opadów atmosferycznych i ilości ścieków doprowadzanych do oczyszczalni w Toruniu w latach 2002–2012.

Table 4. Correlation between precipitation totals and the amount of wastewater supplied to the treatment plant in Toruń in the years 2002–2012

Rok	Okres	Równanie regresji	Korelacja	Determinacja
2002	I-XII	y = 1408x + 53563	0,52	0,27
	IV-X	y = 1340,6x + 51086	0,57	0,33
	XI-III	y = 0,0001x – 6,8707	0,52	0,27
2003	I-XII	y = 820,92x + 45901	0,50	0,25
	IV-X	y = 797,08x + 44603	0,57	0,32
	XI-III	y = 1973,5x + 46995	0,48	0,23
2004	I-XII	y = 1312x + 46571	0,46	0,21
	IV-X	y = 1210,4x + 45409	0,53	0,28
	XI-III	y = 1925,5x + 47789	0,42	0,18
2005	I-XII	y = 1804,7x + 47434	0,41	0,17
	IV-X	y = 1398,2x + 44893	0,53	0,28
	XI-III	y = 2749,6x + 50456	0,41	0,17
2006	I-XII	y = 1389,7x + 52606	0,53	0,28
	IV-X	y = 1439,8x + 52034	0,59	0,35
	XI-III	y = 649,33x + 53443	0,17	0,03
2007	I-XII	y = 1337,6x + 53572	0,26	0,51
	IV-X	y = 1063,8x + 53436	0,24	0,49
	XI-III	y = 2387,4x + 53449	0,66	0,44
2008	I-XII	y = 1458x + 51200	0,55	0,30
	IV-X	y = 1364,8x + 49938	0,57	0,33
	XI-III	y = 2451,9x + 52190	0,60	0,36
2009	I-XII	y = 1059x + 48907	0,43	0,18
	IV-X	y = 902,03x + 47661	0,44	0,20
	XI-III	y = 2260,7x + 49787	0,57	0,33
2010	I-XII	y = 1096,7x + 57679	0,40	0,16
	IV-X	y = 984,84x + 59331	0,38	0,14
	XI-III	y = 1428,2x + 55175	0,46	0,22
2011	I-XII	y = 1204,2x + 52056	0,44	0,19
	IV-X	y = 1186,9x + 49181	0,63	0,40
	XI-III	y = 3154,2x + 54918	0,43	0,19

W celu wyeliminowania wpływu dwóch pierwszych w/wym. czynników podjęto próbę obliczenia korelacji osobno dla okresu zimnego (X–III) i ciepłego (IV–X). Otrzymane wyniki wskazały jednoznacznie, że związek pomiędzy dwiema omawianymi zmiennymi jest silniejszy w okresie ciepłym, na co mają wpływ wcześniej wskazane czynniki.

Niezależnie jednak od oddziaływania w/wym. czynników stwierdzono silną zależność między rocznymi ilościami ścieków doprowadzonymi do oczyszczalni a sumami rocznymi opadów atmosferycznych (ryc. 4). Potwierdza to istotny wpływ opadów atmosferycznych na funkcjonowanie oczyszczalni ścieków.



Ryc. 4. Związek między rocznymi sumami opadów atmosferycznych a rocznymi ilościami ścieków doprowadzanych do oczyszczalni.

Fig. 4. Correlation between annual precipitation totals and the amount of wastewater delivered to the treatment plant.

Przy rozpatrywaniu wpływu opadów atmosferycznych na funkcjonowanie oczyszczalni ścieków ważnym zagadnieniem jest także określenie rzeczywistej ilości ścieków pochodzących z opadów atmosferycznych (przypadkowych) w ogólnej ilości ścieków doprowadzanych do oczyszczalni. Zagadnienie to nie jest łatwe do rozwiązania z kilku powodów. Jak ogólnie wiadomo, nie jest możliwe dokładne zbilansowanie ścieków wprowadzanych do kanalizacji i doprowadzanych do oczyszczalni. Trudno jest także ustalić, jaka część wody opadowej (lub roztopowej) trafia do kanalizacji ogólnospławnej. Poza tym, zwłaszcza podczas mrozów, występować może znaczne opóźnienie w dopływie wody pochodzącej z opadów stałych. Opóźnienie takie może wynosić nawet kilka tygodni. Ponadto wody z opadów atmosferycznych powinny zasilać ścieki sanitarne wy-

łącznie na obszarach objętych kanalizacją ogólnospławną. Ze względu na złożony charakter tego zagadnienia, a także z uwagi na potrzeby ekonomiczno-gospodarcze, dotychczas obliczano wielkość zasilania kanalizacji wodami opadowymi głównie przy pomocy wzorów empirycznych (Gałabuda 2008, 2009).

Na aktualnym etapie badań ocenę rzeczywistej ilości ścieków pochodzących z opadów atmosferycznych przeprowadzono dwiema metodami. Pierwsza polegała na stworzeniu algorytmu, który pozwolił na obliczenie ilości ścieków jaka doprowadzana byłaby do oczyszczalni gdyby nie wpływ opadów atmosferycznych. W algorytmie wyróżniono cztery etapy :

1. Wybranie dni w czasie których opad atmosferyczny nie miał wpływu na wzrost ilości ścieków doprowadzanych do oczyszczalni

$(y_1, y_2, y_3 \ldots. y_n)$ – ilość ścieków dopływających do oczyszczalni w n-tym dniu
$(x_1, x_2, x_3 \ldots. x_n)$ – suma opadów atmosferycznych n-tego dnia
$(y'_1, y'_2, y'_3 \ldots y'_n y'_1, y'_2, y'_3 \ldots y'_n)$ – ilość ścieków dopływających do oczyszczalni w n- tym dniu, na który nie miał wpływu opad deszczu

$$f(x) = y'_n \text{ gdy } \begin{cases} x_{n-2} < 0{,}5 \\ x_{n-1} < 0{,}5 \\ x_n < 0{,}5 \end{cases} \qquad (1)$$

czyli

$$y_n = y'_n \leftrightarrow [x_{n-2} < 0{,}5 \wedge x_{n-1} < 0{,}5 \wedge x_n < 0{,}5] \qquad (2)$$

2. Obliczenie średniej arytmetycznej z wybranych dni

$$\bar{y}' = \frac{y'_1 + y'_2 \ldots + y'_n}{n} = \frac{\Sigma_{i=1}^{n} y'_n}{n} \qquad (3)$$

gdzie:
n- liczba dnia na który nie miał wpływu opad deszczu
$(y'_1, y'_2, y'_3 \ldots y'_n y'_1, y'_2, y'_3 \ldots y'_n)$ – ilość ścieków dopływających do oczyszczalni n-tego dnia, na który nie miał wpływu opad deszczu

3. Wybranie dni z dopływami wyraźnie odstającymi od średniej arytmetycznej z dni, na które nie miał wpływu opad deszczu i zastąpienie ich przez średnią arytmetyczną dopływów z dni na które nie miał wpływu opad deszczu (wartość uzyskaną z równania (3)) czyli:

$$y_n > \max (y'_1, y'_2, y'_3 \dots y'_n) \leftrightarrow y_n = \bar{y}' \quad (4)$$

4. Ostatnim etapem było sumowanie wielkości dopływów w poszczególnych dniach roku, przy czym dni spełniające równanie (4) zostały zastąpione przez wartość obliczoną w równaniu (3)

$$D_n = y_1 + y_2 \dots + y_m + k \cdot \bar{y}' D_n = y_1 + y_2 \dots + y_m + k \cdot \bar{y}'$$

D_n – suma dopływów ścieków do oczyszczalni w n-tym roku
k – liczba dni z dopływami ścieków spełniająca równanie (4)
$y_1 + y_2 \dots + y_m$ $y_1 + y_2 \dots + y_m$ – ilość ścieków dopływających do oczyszczalni m-tego dnia nie spełniająca równania (4)
$\bar{y}' \bar{y}'$ – średniej arytmetycznej z dni na które nie miał wpływu opad deszczu

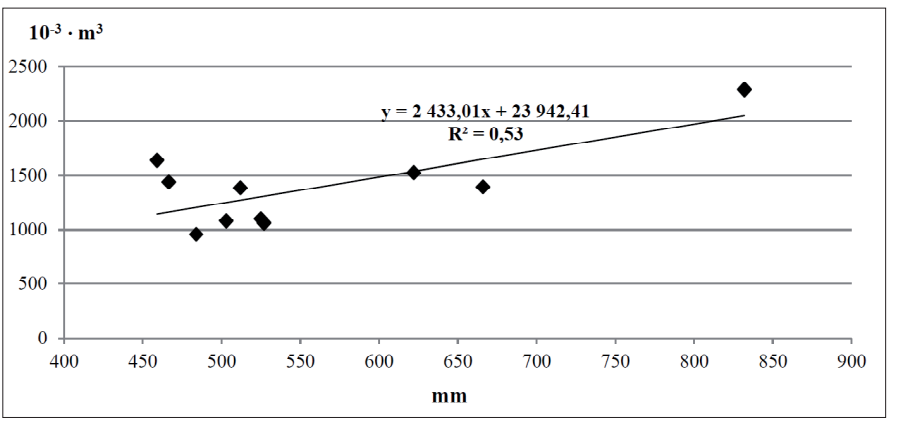
Druga metoda polegała na określeniu średniej ilości ścieków doprowadzanych do oczyszczalni w okresach bezopadowych. W poszczególnych okresach bezopadowych nie uwzględniano pierwszego dnia bez opadów zakładając, że być może w dniu tym do oczyszczalni dopływają jeszcze ścieki opadowe z dnia poprzedniego. W ten sposób obliczono średnie miesięczne i roczne ilości ścieków pochodzenia wyłącznie komunalnego i przemysłowego (ścieki właściwe). Pozwoliło to na określenie ilości ścieków z opadów atmosferycznych, które stanowią różnicę między ogólną ilością ścieków doprowadzanych do oczyszczalni a ilością ścieków właściwych. Wyniki obliczeń uzyskane przy zastosowaniu obu metod okazały się bardzo zbliżone, a różnice najczęściej nie przekraczały 0,1 mln m^3 w poszczególnych miesiącach i 0,2 mln m^3 w poszczególnych latach.

Średni udział ścieków pochodzących z opadów atmosferycznych w całkowitym ich dopływie do oczyszczalni w latach 2002–2011 wynosił 7,1%/rok (tab. 5). Najniższy (5,6%) wystąpił w 2003 roku, w którym suma opadów atmosferycznych wyniosła zaledwie 484 mm. Najwięcej ścieków pochodzenia opadowego (10,4%) stwierdzono w roku 2010, podczas którego suma roczna opadów atmosferycznych wyniosła aż 832 mm. Oznacza to, że w 2010 roku do oczyszczalni doprowadzono prawie 2,3 mln m^3 ścieków pochodzenia opadowego, co stanowiło znaczne obciążenie finansowe dla zakładu. Na uwagę zasługuje także dobra korelacja między sumami rocznymi opadów atmosferycznych a ilością ścieków pochodzenia opadowego dostarczanych do oczyszczalni (ryc. 5).

Tabela 5. Udział ścieków pochodzących z opadów atmosferycznych w ogólnej ilości ścieków doprowadzanych do oczyszczalni w latach 2002–2011.

Table 5. Share of wastewater from precipitation in the total amount of wastewater supplied to the treatment plant in the years 2002–2011.

Dopływ ścieków do oczyszczalni		2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011
		$106 \cdot m^3$									
Ogółem		20,37	17,11	17,73	18,14	19,80	20,44	19,49	18,41	21,97	19,56
W tym:	ścieki właściwe	18,85	16,16	16,64	16,51	18,73	19,05	18,10	17,35	19,68	18,12
	ścieki pochodzenia opadowego	1,52	0,95	1,09	1,63	1,07	1,39	1,39	1,06	2,29	1,44
Udział ścieków pochodzenia opadowego w całkowitym dopływie ścieków		%									
		7,5	5,6	6,2	9,0	5,5	6,8	7,1	5,8	10,4	7,4
Suma roczna opadów		mm									
		622	484	525	459	503	666	512	527	832	466,5



Ryc. 5. Związek między opadem rocznym a ilością ścieków pochodzącą z opadów atmosferycznych.

Fig. 5. Correlation between annual precipitation and the amount of wastewater coming from precipitation.

Uwagi końcowe

Wyniki badań przedstawione w niniejszej pracy ukazują szereg problemów związanych z gospodarką wodno-ściekową na obszarach zurbanizowanych. Podstawowy problem stanowi dokładność, z jaką możliwe jest określenie wpływu opadów atmosferycznych na funkcjonowanie oczyszczalni ścieków. Zależy ona od materiałów źródłowych, które z wielu powodów mogą być różne. W przypad-

ku miasta Torunia wydaje się, że dysponowano wystarczająco dokładnymi materiałami źródłowymi, chociaż nadal nie wykorzystano wszystkich danych, w tym przede wszystkim codziennych sum i rodzajów opadów atmosferycznych. Ponadto wskazane byłoby dysponowanie danymi opadowymi z różnych części miasta. Wydaje się także, że do określenia udziału wód opadowych w całkowitym dopływie ścieków do oczyszczalni można także zastosować metodę „podziału hydrogramu" zakładając, że niskie dobowe ilości ścieków odpowiadają ilości ścieków właściwych (komunalnych i przemysłowych). Badania na ten temat będą kontynuowane zarówno na obszarze Torunia jak i innych miast.

Wpływ opadów atmosferycznych na funkcjonowanie oczyszczalni ścieków jest istotny, zwłaszcza w latach wilgotnych i przeciętnych. W poszczególnych latach jest on jednak znacznie zróżnicowany, co związane jest głównie z wielkością opadów atmosferycznych. Udział ścieków pochodzących z opadów atmosferycznych w ogólnej ilości ścieków doprowadzanych do oczyszczalni zależy także o typu (typów) kanalizacji występującej na danym obszarze (w danym mieście). Z pewnością będzie on wzrastał w tych jednostkach administracyjnych, w których występuje duży udział kanalizacji ogólnospławnej w całym systemie kanalizacyjnym. Problemem najtrudniejszym do oceny pozostanie przenikanie wód opadowych do kanalizacji wskutek istniejących nieszczelności.

Zwiększenie ilości ścieków w wyniku opadów atmosferycznych powoduje wzrost kosztów funkcjonowania oczyszczalni. Z tego też powodu (chociaż nie tylko) rozpoczęto pobieranie dodatkowych opłat, co z wielu względów z pewnością jest dyskusyjne. Nie mniej wydaje się, że w przypadku konieczności wprowadzenia tego rodzaju opłat dodatkowych należy rozpoznać skalę problemu i określić wysokość dodatkowych kosztów w oparciu o wyniki pochodzące ze szczegółowych analiz.

Literatura

Gałabuda G., 2008, Określenie taryf a opłaty za ścieki opadowe, Wodociągi-Kanalizacja, 4.

Gałabuda G., 2009, Opłaty za ścieki opadowe i roztopowe, Wodociągi-Kanalizacja, 4.

Juśko J., 2011a, Od drewnianych po żeliwne – cz. 1, Ochrona Środowiska, 3.

Juśko J., 2011b, Od drewnianych po żeliwne – cz. 1, Ochrona Środowiska, 4.

Kurzyca I., Walna B., Siepak J., 2007, Opady atmosferyczne nad Poznaniem, Przegląd Komunalny, 8.

Pyszny B., 2009, Opłaty za korzystanie z kanalizacji deszczowej w Żorach, Wodociągi-Kanalizacja, 4.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Zdzisław Michalczyk, Stanisław Chmiel, Sławomir Głowacki, *Krzysztof Siwek, Joanna Sposób

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Hydrologii , *Zakład Meteorologii i Klimatologii
Al. Kraśnicka 2 cd, 20–718 Lublin

SPŁYW POWIERZCHNIOWY Z OBSZARU LUBLINA W CZERWCU 2011 ROKU

SURFACE RUNOFF FROM LUBLIN IN THE JUNE, 2011

Streszczenie: W opracowaniu przedstawiono wyniki badań dotyczące przepływu rzek i spływu powierzchniowego w obszarze zurbanizowanym Lublina w czerwcu 2011 roku. Podstawę pracy stanowiły materiały uzyskane z sieci automatycznych stacji wodowskazowych Zakładu Hydrologii UMCS rozmieszczonych na lubelskich rzekach i kanałach burzowych oraz dane meteorologiczne zbierane w stacjach Zakładu Meteorologii i Klimatologii UMCS. W czerwcu 2011 roku pojawiły się intensywne opady, które spowodowały powstanie spływu powierzchniowego na obszarze miasta oraz występowanie krótkotrwałych wezbrań poniżej terenu zurbanizowanego. Odpływ z górnych części zlewni Bystrzycy, Czechówki i Czerniejówki był wyrównany, z lekką tendencją spadkową przepływu. Szczegółowe obserwacje hydrometeorologiczne wykorzystano do określenia związków zachodzących między wielkością i intensywnością opadów a odpływem z dwu kanałów burzowych zbierających wody ze zlewni miejskich.

Słowa kluczowe: odpływ, spływ powierzchniowy, obszar zurbanizowany, kanały burzowe

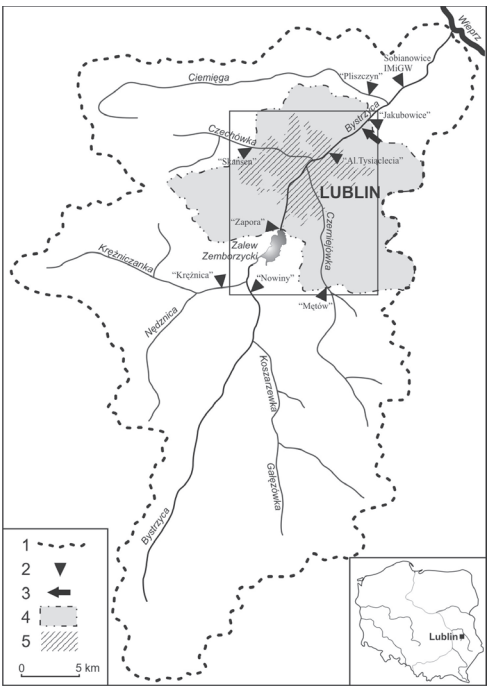
Summary: The paper presents results of researches concerning discharges of the rivers and surface runoff in the urbanized area of the Lublin city in the June, 2011. Data gained from the automatic water gauges of the Department of Hydrology of Maria Curie-Skłodowska University localized on the rivers in Lublin area and in storm water system, as well as meteorological data collected in stations of Department of Meteorology and Climatology of Maria Curie-Skłodowska University, were the basis of the analysis. Torrential rains were observed in the June, 2011. As the result, surface runoff and short-period floods below the urbanized area appeared. Outflow from the upper catchments of the Bystrzyca, Czechówka, and Czerniejówka Rivers was equalized, with a slight downward tendency of the discharge. Particular hydrometric observations were used for de-

termination of relationships taking place between the quantity and intensity of precipitation and outflow from two storm water systems, were water from the urban catchments were collected.

Key words: outflow, surface runoff, urban area, storm water systems

Wprowadzenie

Lublin, największe miasto wschodniej Polski, rozbudowało się nad Bystrzycą, w pobliżu ujścia do niej Czerniejówki i Czechówki. Jego rozwój zawsze był związany z rzekami, których zasoby wody wykorzystywano na potrzeby jego mieszkańców, a doliny rzeczne spełniały różnorakie funkcje. Miasto zajmuje powierzchnię 147,5 km^2, o bardzo zróżnicowanych warunkach fizjograficznych, na której żyje 360 000 mieszkańców. Dynamiczny rozwój miasta w XX wieku spo-



Ryc. 1. Położenie Lublina w zlewni Bystrzycy

1. dział wodny, 2. automatyczne stacje wodowskazowe, 3. zrzut wód pościekowych z oczyszczalni Hajdów, 4. obszar zlewni różnicowej, 5. obszar zwartej zabudowy Lublina

Fig. 1. Location of Lublin in the Bystrzyca River basin

1. water division, 2. automatic water gauges, 3. drop of water from sewage treatment plant Hajdów, 4. area of difference (urban) catchment, 5. urban area of Lublin

wodował zajęcie terenu o dobrych glebach wykształconych z lessów i utworów lessowatych pod zabudowę miejską, zarówno komunalną, jak i pod infrastrukturę. Natomiast w dolinach rzecznych wybudowano ciągi komunikacyjne oraz kolejne – komunalne i przemysłowe – ujęcia wody podziemnej. Na obszarze miasta, tereny mieszkaniowe, przemysłowe i inne zurbanizowane zajmują 29,6 %, drogi i koleje – 11,2 %, a użytki rolne i grunty leśne 41,2% powierzchni. Łącznie tereny osiedlowe, przemysłowe i drogi zajmują nieco ponad 41% powierzchni miasta. Jest to obszar o zmniejszonych możliwościach zatrzymywania wody w gruncie, a w skrajnych warunkach – przy zabudowie zwartej – infiltracja wody jest jedynie minimalna. Zabudowa miejska bardzo przyspieszyła i zwiększyła spływ wód powierzchniowych, a jednocześnie ograniczyła odnawianie się zasobów wód podziemnych. Celem pracy jest analiza wielkości i dynamiki spływu powierzchniowego z obszaru zurbanizowanego Lublina oraz ocena zmian reżimu przepływu Bystrzycy na obszarze miejskim w czerwcu 2011 roku.

Materiały

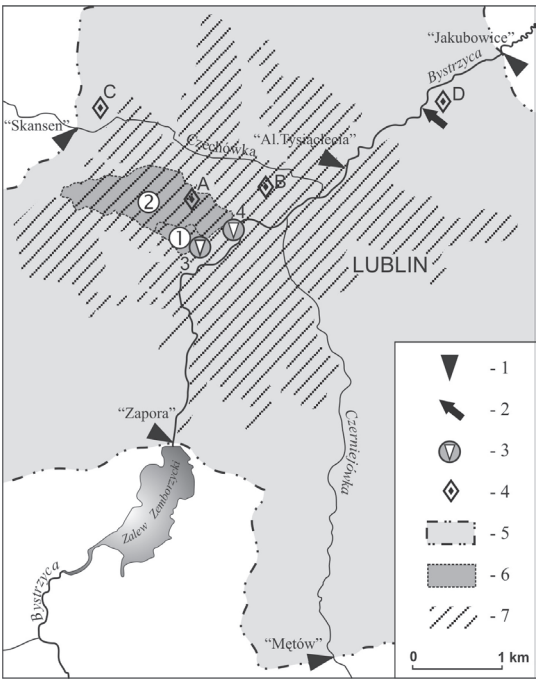
W celu dokumentowania wpływu obszaru miasta na przepływy Bystrzycy założono 8 pływakowych rejestratorów stanów wody Thalimedes (ryc. 1), oraz opomiarowano odpływ wody z dwu kanałów burzowych. Ich wskazania, oraz okresowe pomiary przepływu, pozwalają na ocenę wielkości i dynamiki odpływu wody z obszaru miasta, w tym również procesu tworzenia się spływu powierzchniowego, jego wielkości oraz czasu trwania. Stacje pomiarowe Zakładu Hydrologii UMCS, uzupełniają punkty wodowskazowe IMGW na Bystrzycy zlokalizowane w profilach Lublin i Sobianowice.

U wylotu kanału burzowego przy ulicy Muzycznej (będącej przedłużeniem ulicy Głębokiej) został zamontowany przepływomierz SIGMA 950 z ultradźwiękowym miernikiem poziomu wody. Urządzenie bezpośrednio mierzy poziom cieczy w kanale oraz średnią prędkość strumienia wody, a następnie oblicza wielkość przepływu.

W kanale burzowym przy ulicy Wapiennej zamontowany został przepływomierz typu 750 AV firmy Teledyne Isco z automatem do poboru prób 6712. Przepływomierz do obliczania wartości przepływu wód wykorzystuje bezpośredni pomiar napełnienia oparty na pomiarze ciśnienia hydrostatycznego i prędkości średniej strumienia.

Sieć pomiarowa Zakładu Hydrologii, systematycznie budowana od 2006 roku, rejestruje dopływ wody do granic miasta, poniżej Zalewu Zemborzyckiego oraz jej ilość w centrum i poniżej miasta (ryc. 1). Wydzielona zlewnia zurbanizo-

wana (różnicowa) obejmuje tereny przyległe do Bystrzycy między wodowskazami Zapora i Jakubowice (wraz ze zrzutem wód pościekowych z oczyszczalni) oraz dolne – silnie zurbanizowane części zlewni Czerniejówki – poniżej Mętowa i Czechówki poniżej Skansenu. Tak wydzielona zlewnia różnicowa obszaru zurbanizowanego Lublina zajmuje powierzchnię 188,6 km^2 (ryc. 1, 2).



Ryc. 2. Stacje pomiarowe na terenie Lublina.

1. wodowskazy, 2. zrzut wód pościekowych, 3. stacje pomiarowe w kanałach burzowych, 4. stacje opadowe (A. ul. Głęboka, B. Pl. Litewski, C. Ogród Botaniczny UMCS, D. Hajdów), 5. obszar zlewni różnicowej, 6. zlewnie kanałów burzowych (1. ulicy Wapiennej, 2. ulicy Muzycznej), 7. obszar zwartej zabudowy Lublina.

Fig. 2. Measurement sites in Lublin area

1. water gauges, 2. drop of water from sewage treatment plant Hajdów, 3. measurement sites in the storm water systems, 4. precipitation sites (A. Głęboka Street, B. Litewski Square, C. Botanical Garden of UMCS, D. Hajdów), 5. area of difference (urban) catchment, 6. catchments of storm water systems (1. Wapienna Street, 2. Muzyczna Street), 7. urban area of Lublin

Wielkość zasilania atmosferycznego oraz inne parametry meteorologiczne rejestrowane są w czterech automatycznych stacjach UMCS rozmieszczonych w różnych częściach miasta: w Obserwatorium Meteorologicznym na Placu Litewskim, w Ogrodzie Botanicznym UMCS, w Hajdowie oraz przy ulicy Głę-

bokiej (ryc. 2). Dostępne były również wielkości opadu ze stacji IMGW Lublin Radawiec zamieszczane na stronie internetowej IMGW (www.pogodynka.pl). Zebrane materiały dokumentują zróżnicowaną wielkość i intensywność zasilania opadowego na terenie Lublina, szczególnie w okresie letnich opadów burzowych.

Przepływy rzek w Lublinie w czerwcu 2011 roku

Zasoby wodne, zarówno podziemne jak i powierzchniowe, utrzymywały się w roku 2011 zdecydowanie powyżej wartości średnich z wielolecia. Zadecydowało o tym wysokie zasilanie opadowe utrzymujące się w latach 2007–2010, które przekraczało wielkości średnie roczne nawet o 100 mm. W czerwcu 2011 roku opady atmosferyczne w Lublinie były na poziomie wartości średnich z wielolecia – ok. 78 mm. Parowanie terenowe w czerwcu, liczone metodą Konstantinowa z danych stacji Plac Litewski, miało wartość prawie 92 mm. Była to typowa sytuacja, w której parowanie w miesiącach letnich jest wyższe od wartości normalnego opadu.

Wielkości przepływu rzek lubelskich w 2011 roku zostały obliczone w oparciu o dobowe stany wody – uśredniane ze stanów rejestrowanych co 15 minut. Charakterystyczne wielkości przepływu i odpływu jednostkowego we wszystkich zlewniach zestawiono w tab. 1. Uzyskane wartości były o kilkanaście procent wyższe od średnich z wielolecia (Michalczyk 1997). Przeciętny odpływ jednostkowy z dorzecza Bystrzycy miał wartość ok. 4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Odpływ jednostkowy najwyższy był w zlewni górnej Bystrzycy i Czerniejówki, a najniższy w zlewni Czechówki. Jego wartość na terenie miasta zmniejszała się, co wskazuje na ograniczone możliwości zasilania rzek na tym obszarze (tab. 1), odpływ jednostkowy porównywalny jest z wielkością odpływu dla zlewni Czechówki, pozostającej pod oddziaływaniem ujęcia wody Sławinek. Po zrzucie wód pościekowych do Bystrzycy odpływ jednostkowy przyjmuje wielkości zarejestrowane w górnej części zlewni Bystrzycy, pozostającej poza oddziaływaniem ujęć wody Lublina.

Miesięczne wielkości przepływu wskazują na zwiększanie się ilości płynącej wody na terenie miasta w czerwcu 2011 roku. Zaznacza się także wzrost udziału spływu powierzchniowego w odpływie całkowitym. Zdecydowanie lepiej zmiany struktury odpływu można dostrzec na wykresach godzinowych wielkości przepływu zestawionych dla trzech przekrojów wodowskazowych na Bystrzycy: Zapora, al. Tysiąclecia i Jakubowice (ryc. 3). Zestawienie przepływu i średniego godzinowego opadu wykonano od 29 maja do 30 czerwca. Przesunięcie zestawiania o trzy dni podyktowane zostało opadem, który wystąpił 29 maja. Początek czerwca był suchy i ciepły. Wysoki opad burzowy pojawił się 8 czerwca w godzi-

nach południowych w zachodniej części miasta – nad Dzielnicą LSM i Miasteczkiem Uniwersyteckim. Najwyższa suma godzinowego opadu zarejestrowana została w stacji Wydziału BiNoZ przy ul. Akademickiej – 35,5 mm. W pozostałych stacjach zarejestrowana wielkość opadu burzowego zmieniała się od 8,5 do 24,2 mm. W drugiej połowie czerwca pojawiły się opady o różnej intensywności. Najwyższa suma zarejestrowana została 28 czerwca – w poszczególnych stacjach od 21,3 do 31 mm.

Tabela 1. Przepływy charakterystyczne i odpływ podziemny w czerwcu 2011 roku
Table 1. Characteristic discharges and underground outflow in the June, 2011

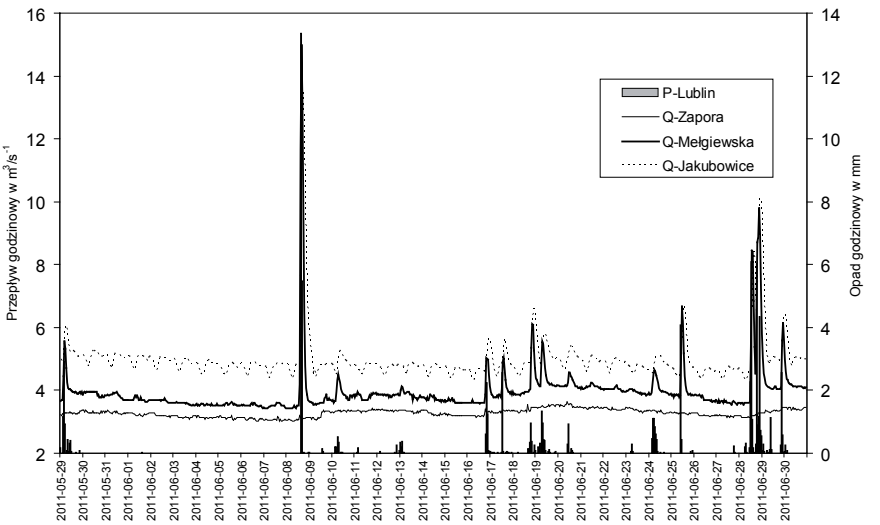
Nr	Rzeka	Wodowskaz	Powierzchnia zlewni	Przepływ						Odpływ podziemny	
				SQ		NQ		WQ			
				Q	q	Q	q	Q	q	Q	q
1	Bystrzyca	Nowiny	461,5	2,14	4,64	1,96	4,25	2,36	5,11	2,07	4,59
2	Krężniczanka	Krężnica	218,9	0,73	3,33	0,60	2,74	0,99	4,52	0,68	3,11
3	Bystrzyca	Zapora	725,5	3,28	4,52	3,07	4,23	3,51	4,84	3,20	4,41
4	Czerniejówka	Mętów	94,4	0,51	5,40	0,46	4,87	0,56	5,93	0,49	5,19
5	Czechówka	Skansen	60,6	0,09	1,49	0,07	1,16	0,14	2,31	0,08	1,32
6	Bystrzyca	Mełgiewska	1027,3	4,00	3,89	3,51	3,42	5,31	5,17	3,83	3,73
7	Oczyszczalnia	Hajdów		0,62							
8	Bystrzyca	Jakubowice	1069,1	4,93	4,61	4,60	4,30	6,05	5,66	4,81	4,50
Zlewnia miejska (8–3–4–5–7)			188,6	0,38	2,01						

Q – przepływ w $m^3 \cdot s^{-1}$, q – odpływ jednostkowy w $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$
Q – discharge [$m^3 \cdot s^{-1}$], q – specific runoff [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]

W układzie wartości przedstawionych na wykresie (ryc. 3) zwraca uwagę niezwykle wyrównany przepływ Bystrzycy poniżej Zalewu Zemborzyckiego (Zapora), pozostający bez wyraźnej reakcji na wysokie zasilanie opadowe. W dwu pozostałych profilach widoczny jest natychmiastowy wzrost przepływów po wystąpieniu opadu. Przebieg hydrogramów wskazuje, że opad o intensywności 0,5 mm/godzinę powoduje wzrost przepływu Bystrzycy. Zatem można przyjąć, że jest to wielkość uruchamiająca spływ powierzchniowy na terenie miasta. Oczywiście, im wyższy opad tym reakcja rzeki jest bardziej wyraźna.

W profilu Jakubowice widoczny jest charakterystyczny dobowy rytm przepływu spowodowany zrzutem wód pościekowych z Oczyszczalni Hajdów. Rytm ten jest bardzo regularny, wynika z aktywności życia mieszkańców miasta. Godzinowe zmiany wielkości odprowadzania wód pościekowych zmieniają się od 0,3 do 0,8 $m^3 \cdot s^{-1}$. W okresach opadów dopływ wód pościekowych jest większy, a charakterystyczny rytm zmieniony (Michalczyk, Sposób 2010).

W czerwcu 2011 roku odpływ z górnej części dorzecza Bystrzycy wynosił 12 mm, a w jego strukturze dominowało zasilanie podziemne – ok. 95%. Z wydzielonej zlewni miejskiej warstwa odpływu wynosiła tylko 5,2 mm. Natomiast z obszaru zabudowanego, ocenianego na podstawie pomiarów w dwu kanałach burzowych, spływ wody był prawie dwukrotnie wyższy.



Ryc. 3. Godzinowe wartości opadu w Lublinie oraz przepływu Bystrzycy w profilach Zapora, Małgiewska i Jakubowice (29.05–30.06.2011)

Fig. 3. Hourly values of precipitation in Lublin and discharge of the Bystrzyca River in water gauges: Zapora, Małgiewska and Jakubowice (29th of May to 30th of June, 2011)

W okresie bezdeszczowym, od 30 maja do 8 czerwca, stwierdzano w rzekach powolne zmniejszanie się ilości wody. Dane te wykorzystano do obliczenia współczynnika regresji przepływu według wzoru Maillet'a (tab. 2). Wskazuje on na szybkość opróżniania zbiornika zasilającego rzeki wodami podziemnymi. Na początku czerwca 2011 najszybsze zmniejszanie przepływu stwierdzano w zlewni Czechówki oraz Krężniczanki. W poszczególnych profilach Bystrzycy wartości współczynnika regresji były zbliżone, nieco większe powyżej zalewu Zemborzyckiego. Natomiast najwolniejsze zmiany przepływu rejestrowano w profilu Mętów na Czerniejówce.

Tabela 2. Współczynniki regresji przepływu w okresie 30.05–7.06 2011 roku.
Table 2. Coefficients of discharge regression in the period 30th of May to 7th of June, 2011.

Nr	Rzeka	Wodowskaz	Współczynnik regresji
1	Bystrzyca	Nowiny	0,0817
2	Krężniczanka	Krężnica	0,1442
3	Bystrzyca	Zapora	0,0604
4	Czerniejówka	Mętów	0,0538
5	Czechówka	Skansen	0,1837
6	Bystrzyca	Mełgiewska	0,0640
8	Bystrzyca	Jakubowice	0,0593

Spływ powierzchniowy z obszaru zurbanizowanego

Po wystąpieniu deszczu o dużym natężeniu ulice Lublina, zamieniają się w rwące potoki odprowadzające wody powierzchniowe, których część dostaje się do kanałów burzowych. Największe natężenie spływu jest rejestrowane w północnozachodniej części miasta, która rozbudowała się na terenach lessowych. Zabudowa wysoka i jednorodzinna zajmuje wierzchowiny i część zboczy. Natomiast w dolinach – różnej rangi – poprowadzono ciągi komunikacyjne oraz kanały burzowe i sanitarne.

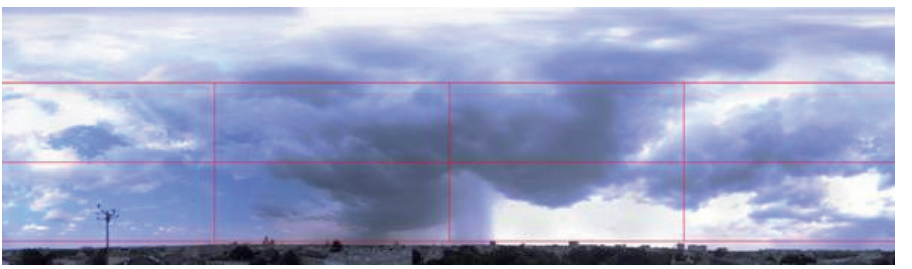
Kanał przy ulicy Muzycznej zbierający wodę z ulicy Głębokiej i przyległych terenów został opomiarowany 80 m przed ujściem do Bystrzycy. Zbiera wodę z części obszaru Lubelskiej Spółdzielni Mieszkaniowej, z Dzielnicy Uniwersyteckiej oraz z przyległych terenów. Jest to obszar o dość dużych i zróżnicowanych spadkach terenu, od 0,2% do kilkunastu procent na zboczach opadających do suchych dolin. Długość zlewni o wydłużonym kształcie wynosi ok. 4.3 km, a całkowita jej powierzchnia obejmuje 3,41 km^2, w tym ok. 1,2 km^2 stanowią tereny zabudowane i drogi. Długość kanału zbierającego wodę wynosi ok. 4,2 km, jego spadek przekracza 1,1%. Całkowita długość wszystkich kanałów wynosi ok. 26 km (Czop, Piwowarska 2009). W końcowym odcinku średnica kanału wynosi 1,5 m.

Drugi z opomiarowanych kanałów, przy ulicy Wapiennej, zbiera wody w strefie lokalnego działu wodnego, którym poprowadzona została ulica Zana. Zlewnia jest wydłużona, a jej powierzchnia, uwzględniając zasięgi kanałów burzowych, wynosi 0,68 km^2, w tym ok. 0,2 km^2 to obszar zabudowany. Długość wszystkich kanałów wynosi ok.1,6 km, w tym kanału głównego ok. 1,1 km, jego średnica u wylotu do Bystrzycy ma 1,0 m.

Suma opadu atmosferycznego, liczona ze wskazań 3 stacji pomiarowych, w okresie od 29 maja do 30 czerwca 2011 roku, wynosiła 97 mm. W tym okre-

sie objętość odpływającej wody z kanału ulicy Muzycznej wyniosła 48979 m^3, a z Wapiennej 6981 m^3. Dopływ wody do kanałów burzowych uruchamiany był już w czasie opadu o intensywności 0,2 mm/h.

Największą intensywność i najwyższą sumę opadu, dość zróżnicowanego przestrzennie, zarejestrowano 8 czerwca, wówczas pogodę na Lubelszczyźnie kształtował układ frontów związany z zatoką niskiego ciśnienia, który szybko przemieszczał się z zachodu na wschód. Dodatkowo, przed frontem chłodnym występowała linia zbieżności, która sprzyjała tworzeniu chmur burzowych (Cu con) oraz (Cb) (ryc. 4).

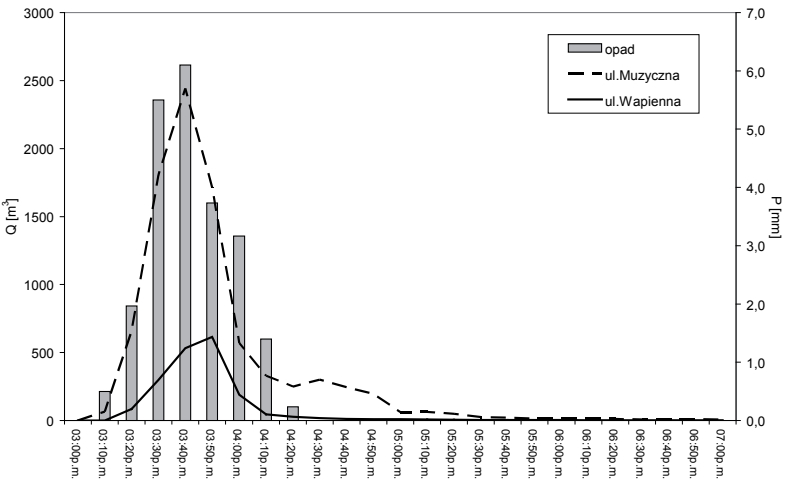


Ryc. 4. Chmura burzowa nad Lublinem w dniu 8 czerwca 2011 godzina 12 UTC.
Fig. 4. Strom cloud over Lublin on 8th of June, 2011, 12.00 UTC

Na stacji przy budynku BiNoZ (ul. Głęboka) stwierdzono w dziesięciominutowych interwałach (15^{30}–15^{40} i 15^{40}–15^{50} czasu miejscowego) 14 i 16 mm. W Obserwatorium Meteorologicznym UMCS (Pl. Litewski) stwierdzono 9 i 10 mm, a w Ogrodzie Botanicznym UMCS tylko 2,4 i 2,5 mm. W każdej ze stacji zanotowano zróżnicowaną intensywność i inny czas wystąpienia najwyższej sumy opadów, co wskazuje na przesuwanie się linii opadu burzowego. Łączna średnia suma opadu trwającego ok. 60 minut wynosiła ok. 22,6 mm, przy konkretnych wielkościach: BiNoZ 35,5 mm, Plac Litewski 24,2 mm, Ogród Botaniczny 8,1 mm.

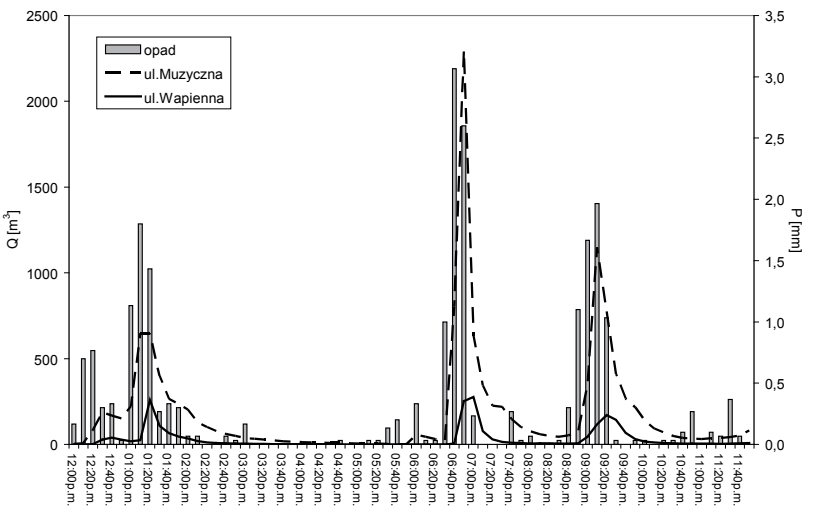
Największy odpływ z kanału ze zlewni ulicy Muzycznej (ryc. 5) wynosił 2441,4 m^3/10 minut (4,1 $m^3 \cdot s^{-1}$) oraz 531,6 m^3/10 minut ze zlewni ulicy Wapiennej (0,89 $m^3 \cdot s^{-1}$). Łącznie kanały odprowadziły do Bystrzycy: z ulicy Muzycznej 8873 m^3, a z Wapiennej 1882 m^3. Ponadto ulicą Muzycznej płynęła woda o szacunkowej objętości ok. 3000 m^3, czyli odpływ ze zlewni ulicy Głębokiej wynosił ok. 11,9 tys. m^3. Spływ wody z obszaru miasta spowodował gwałtowny wzrost przepływu Bystrzycy poniżej Lublina (ryc. 3). W górnej części Bystrzycy oraz w jej dopływach nie wystąpiły wyraźne wzrosty stanów i przepływów. Wysokie spływy powierzchniowe wody zarejestrowano także 28 czerwca (ryc. 6), któ-

re zostały spowodowane trzykrotnie pojawiającymi tego dnia opadami deszczu o łącznej wysokości ok. 25,8 mm.



Ryc. 5. Dziesięciominutowe sumy opadu (P_{10}) i odpływu (Q_{10}) z kolektora burzowego ulic Muzycznej i Wapiennej 8.06.2011 r.

Fig. 5. Ten-minute totals of precipitation (P_{10}) and outflow (Q_{10}) from the Muzyczna and Wapienna Streets storm water system on 8th of June, 2011.



Ryc. 6. Dziesięciominutowe sumy opadu (P_{10}) i odpływu (Q_{10}) ze zlewni ulic Muzycznej i Wapiennej 28.06.2011

Fig. 6. Ten-minute totals of precipitation (P_{10}) and outflow (Q_{10}) from the Muzyczna and Wapienna Streets catchments on 28th of June, 2011.

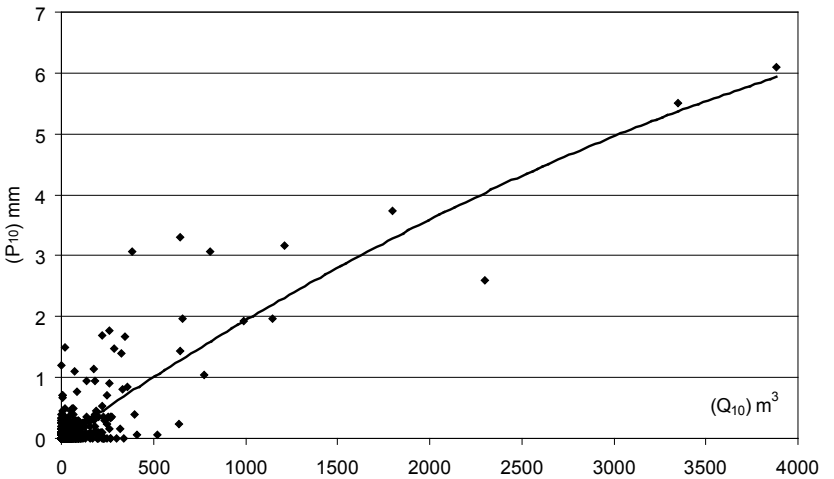
Zestawione dziesięciominutowe i godzinowe wartości opadu i odpływu (ryc. 7, 8) wskazują na duże powiązanie obu wartości (współczynnik korelacji 0,9). Należy zaznaczyć, że o ostatecznym wyniku obliczeń decyduje rozłożenie pola opadu oraz czas dobiegu wody kanałami, szczególnie w rozbudowanym systemie ulicy Muzycznej. Podane zależności umożliwiają określenie wielkości spływu wody (Q_h, Q_{10}) przy dowolnie dobranej dziesięciominutowej (P_{10}) lub godzinowej (P_h) sumie opadu.

kanał ul. Muzyczna: $Q_{10} = 65{,}34 \cdot P^2_{10} + 182{,}25 \cdot P_{10}$ $R^2 = 0{,}72$

$Q_h = 2{,}9402 \cdot P^2_h + 102{,}88 \cdot P_h$ $R^2 = 0{,}94$

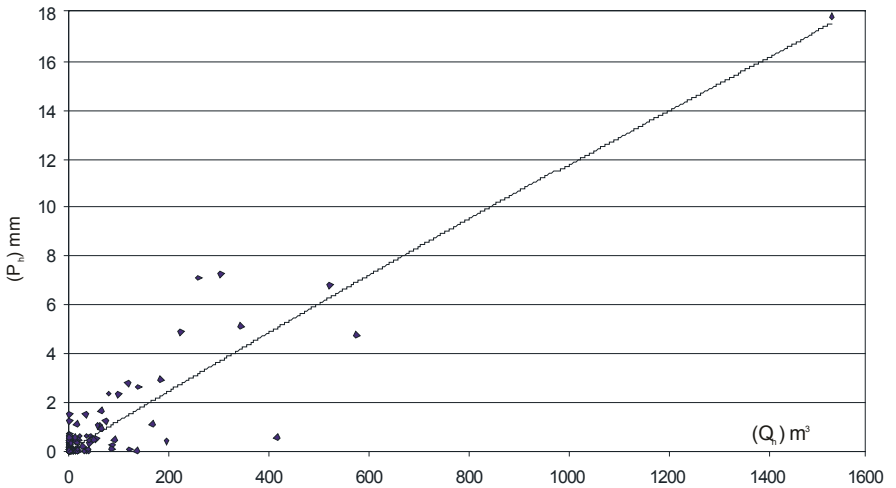
kanał ul. Wapienna $Q_h = 2{,}2908 \cdot P^2_h + 45{,}142 \cdot P_h$ $R^2 = 0{,}92$

Duża część zlewni ulicy Głębokiej ma zwartą zabudowę mieszkaniową i usługową z siecią dróg i utwardzonych placów. Warstwa odpływu z opadu burzowego 8.08.2011 roku ogólnej powierzchni zlewni 3,41 km^2 wynosiła 3,5 mm. Część zabudowana, z której następuje szybki spływ wody opadowej do kanałów (drogi, parkingi i budynki wielorodzinne), zajmuje połowę zlewni. Po przyjęciu powierzchni zurbanizowanej jako 1,7 km^2 otrzymamy warstwę odpływu z opadu burzowego wynosiła ok. 7,0 mm, czyli 30 % wody opadowej.



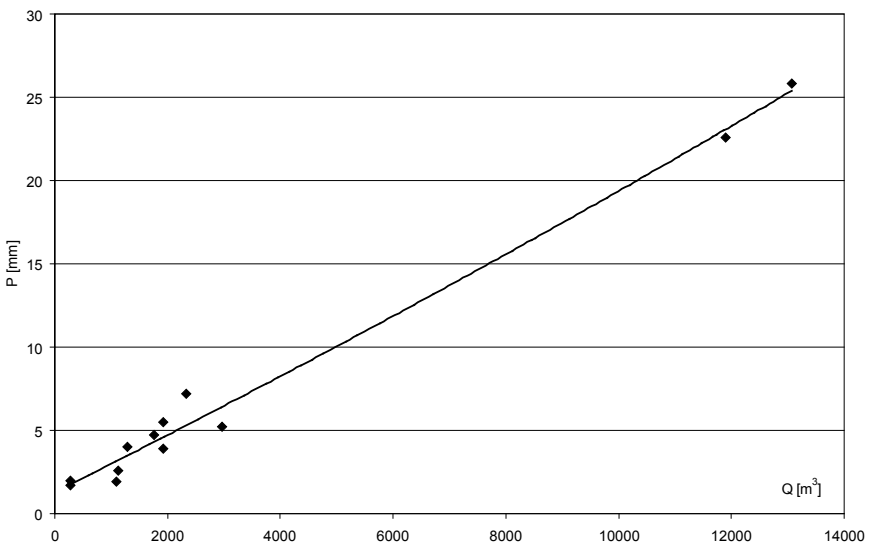
Ryc. 7. Dziesięciominutowe sumy opadu (P_{10}) i opływu (Q_{10}) w kanale przy ulicy Muzycznej w okresie od 29 maja do 30 czerwca 2011 roku

Fig. 7. Ten-minute totals of precipitation (P_{10}) and outflow (Q_{10}) in the storm water system of Muzyczna Street in the period from 29th of May to 30th of June, 2011.



Ryc. 8. Godzinowe wartości opadu (P_h) oraz odpływu (Q_h) w kanale przy ul. Wapiennej w okresie od 29 maja do 30 czerwca 2011 roku

Fig. 8. Hourly values of precipitation (P_h) and outflow (Q_h) in the storm water system of Wapienna Street in the period from 29th of May to 30th of June, 2011.



Ryc. 9. Suma opadu i objętości odpływu ze zlewni ulicy Muzycznej

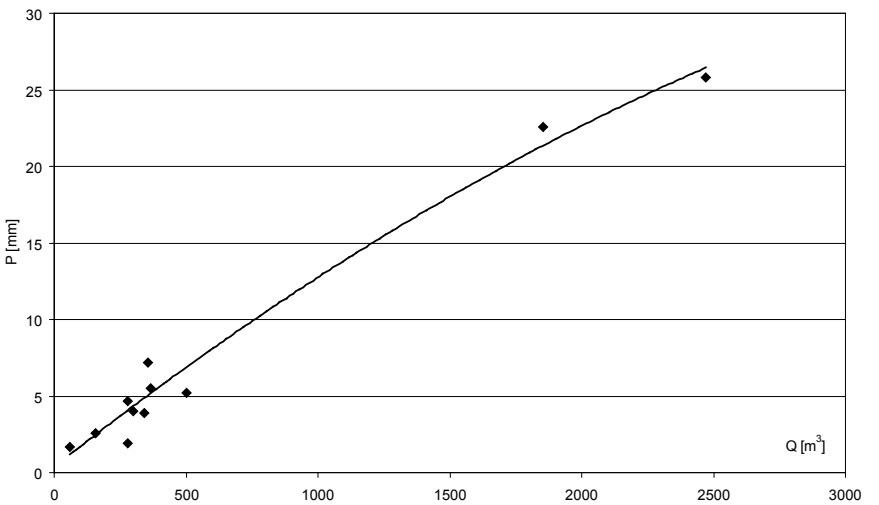
Fig. 9. Total precipitation and outflow volume from Muzyczna Street catchment

W obserwowanym okresie czas trwania opadu atmosferycznego był bardzo różny, od kilku minut do 12 godzin. Zebrane materiały wykorzystano do określenia relacji między sumą pojedynczego opadu (P) a wielkością odpływu (Q) wody z kanałów burzowych (ryc. 9, 10). Zestawione w ten sposób materiały nie uwzględniają intensywności opadu, która ma decydujący wpływ na wielkość wody docierającej do kanałów burzowych. Równania umożliwiają obliczenie przybliżonej objętości odpływu wody z obu kanałów – przy zadanej sumie opadu.

kanał ulica Muzyczna: Suma odpływu = $5{,}6151 \cdot P^2 + 376{,}03 \cdot P$ $R^2 = 0{,}99$

kanał ulica Wapienna: Suma odpływu = $2{,}549 \cdot P^2 + 21{,}474 \cdot P$ $R^2 = 0{,}99$

Czas całkowitego spływu wody po opadzie w zlewni ulicy Wapiennej jest krótki, gdyż praktycznie ustaje w ciągu godziny. W dość dużej zlewni ulicy Muzycznej niewielki spływ wody może trwać nawet do 3 godzin.



Ryc. 10. Suma opadu i objętości odpływu ze zlewni ul. Wapiennej

Fig. 10. Total precipitation and outflow volume from Wapienna Street catchment

Podsumowanie

Badania prowadzone przez Zakład Hydrologii, ukierunkowane w ostatnich latach na spływ powierzchniowy z obszaru zurbanizowanego Lublina dokumentują silny wpływ miasta na kształtowanie reżimu przepływu rzeki Bystrzycy.

W czerwcu 2011 roku rzeki na terenie miasta zwiększały przepływ, co wskazuje na ich zasilanie na terenie zurbanizowanym. Jednocześnie na tym obszarze następowała transformacja reżimu przepływu wynikająca z okresowego spływu powierzchniowego. Odpływ z górnych części zlewni Bystrzycy, Czechówki i Czerniejówki był wyrównany, z lekką tendencją spadkową przepływu. Natomiast na terenie miasta tworzył się okresowy spływ powierzchniowy, który powodował występowanie krótkotrwałych wezbrań poniżej terenu zurbanizowanego. Stany wody w Bystrzycy wzrastały prawie o 2 m, a przepływ zwiększał się czterokrotnie. Najwyższy zarejestrowany spływ powierzchniowy z terenu zlewni ulicy Głębokiej z kanału i po powierzchni ulicy Muzycznej (uśredniony z danych za 10 minut) w dniu 8.06.2011 r., wynosił ok. 1,76 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a z ulicy Wapiennej 1,9 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Efekt spływu powierzchniowego był dobrze widoczny w Bystrzycy, mimo że wysokie opady pojawiły się tylko nad około ¼ części miasta.

Opad o zdecydowanie większej intensywności pojawił się 23 maja 2007 roku. Również w centrum nawalnych opadów znalazła się dzielnica mieszkaniowa LSM i Miasteczko Uniwersyteckie. Zarejestrowany opad przy budynku BiNoZ miał wartość 75 mm, a szacowany maksymalny odpływ ze zlewni ulicy Muzycznej wyniósł prawie 10 $m^3 \cdot s^{-1}$ co odpowiada 2,93 $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (Michalczyk i in. 2008).

Literatura

Czop R., Piwowarska K., 2009, Kanalizacja deszczowa w zlewni kolektora deszczowego w ul. Muzycznej w Lublinie. Archiwum MPWiK Lublin. Maszynopis.

Łoś M. J., Michalczyk Z., 1994, Zmiany w obiegu wody w rejonie Lublina. Gosp. Wodna, 8, 170–173.

Michalczyk Z., 1986, Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Wyd. UMCS, Lublin, 1–195.

Michalczyk Z., (red.) 1997, Strategia wykorzystania i ochrony wód w dorzeczu Bystrzycy. Wyd. UMCS Lublin, 1–192.

Michalczyk Z., Chmiel S., Głowacki S., 2008, Zmiany przepływu Bystrzycy na terenie Lublina w 2007 roku. Annales UMCS, s. B., v. LXIII, 213–221.

Michalczyk Z., Sposób J., 2010, Wpływ miasta na przepływ rzeczny na przykładzie Lublina. [W]: Hydrologia w ochronie i kształtowaniu środowiska, red. A. Magnuszewski. Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, v. 69, t. 2, Warszawa, 159–168.

http://www.pogodynka.pl/polska/opad/zlewnia_srodkowej_wisly

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Małgorzata Struk, Marek Ruman, Damian Absalon

Uniwersytet Śląski
Wydział Nauk o Ziemi
ul. Będzińska 60, 41–200 Sosnowiec
struk.malgorzata@gmail.com; marek.ruman@us.edu.pl; damian.absalon@us.edu.pl

ZBIORNIKI ZAPOROWE NA ŚWIECIE – RENESANS CZY SCHYŁEK ISTNIENIA?

DAM RESERVOIRS WORLDWIDE – RENAISSANCE OR DECLINE?

Streszczenie: Zapory wodne wniosły znaczący wkład w rozwój ludzkości, często przyczyniając się do rozkwitu cywilizacji. Stały się symbolem inżynierii wodnej XX w., dając możliwość kontrolowania przepływu rzek, magazynowania wód i wykorzystania ich do celów energetycznych, zaopatrzeniowych, przeciwpowodziowych i innych. Mimo wszystkich korzyści uzyskiwanych dzięki budowie zapór należy również zwrócić uwagę na ujemne skutki tych przedsięwzięć. W miarę badania wpływu powstałych zbiorników na środowisko zaczęło powiększać się grono przeciwników ich tworzenia. Badanie reakcji środowiska przyrodniczego, w tym zasobów wodnych, na różnorodne formy antropopresji, jest jednym najważniejszych zadań współczesnej hydrologii (Kupczyk i Jankowski 2002).

Pod względem budownictwa zapór wodnych poszczególne kontynenty i kraje charakteryzują się ogromnym zróżnicowaniem. Największa ich liczba znajduje się na kontynencie azjatyckim. Dużo zbiorników zaporowych znajduje się również w Ameryce Północnej oraz w Europie (Kasza 2009). W budownictwie zapór na świecie przoduje 5 krajów, które wybudowały 77% ogólnej liczby wszystkich wielkich zapór. Są to: Chiny (ok. 22000), Stany Zjednoczone (6575), Indie (4291), Japonia (2675), Hiszpania (1196) (Zapory a rozwój, 2003).

Utworzone zbiorniki zaporowe stają się integralną częścią środowiska i wywierają na nie ogromny wpływ. Często skala oddziaływania zapory na środowisko jest trudna do przewidzenia, skutki jej istnienia dają znać o sobie czasem dopiero po wielu latach, a wiele z nich nie jest jeszcze dokładnie przebadanych.

Mimo wszystkich negatywnych i nieodwracalnych zmian zapory funkcjonują i będą budowane w przyszłości. Spowodowane to jest rosnącym zapotrzebowaniem na słodką wodę, energię elektryczną, nawodnienia, wciąż zwiększającej się populacji ludzkiej.

Słowa kluczowe: hydrologia, limnologia, zapory wodne, hydroelektrownie

Summary: Dams have significantly contributed to the development of humankind, often boosting the flourishing of civilization. They have become the symbol of hydraulic engineering of the 20th century, providing the possibility to control the flow of rivers, store water and use it for power engineering, water supply, flood control and other purposes. Despite all these benefits gained thanks to the construction of dams, drawbacks of these structures should also be emphasised. As research into the environmental impact of the existing dams progressed, the group of their adversaries started to grow. Research into the reaction of natural environment, including water resources, to various forms of human impact, is one of the most important tasks of contemporary hydrology (Kupczyk, Jankowski, 2002).

There are great differences between individual continents and countries as regards the construction of dams. In some countries (mainly in South America and Europe) there is a tendency to limit the construction of dams or even remove them in favour of the so-called "small-scale water retention". A great example is the US where so far about 500 dams have been removed and no new constructions are planned. Also dams in Canada, France, Germany, Japan and Thailand are being closed down. In Asia, Africa and South America the situation is different. Here hydraulic engineering is thriving, with countries like China, India, Indonesia, South Africa or Zimbabwe in the lead (Dams and development, 2003; Jankowski, 2008; Kowalczak, 2008). Spatial distribution of big dams in the world is very uneven, with the largest number in Asia. There are also many dam reservoirs in North America and Europe (Kasza, 2009). Five countries are world leaders in dam construction and they account for 77% of the total number of all big dams. These are: China (about 22,000), USA (6,575), India (4,291), Japan (2,675) and Spain (1,196) (Dams and development, 2003).

The constructed dam reservoirs are becoming an integral part of the environment and exercise great influence over it. Often the scale of a dam's environmental impact is difficult to predict and the effects of its existence sometimes become visible only after a number of years and many of them have not been thoroughly researched into yet. Previous years have brought an increasing number of critical opinions about the existence and construction of dams. These structures sometimes have a very negative impact on the environment, both of the river and the whole region, and it depends on the size of the constructed dam. A dam may influence the river in many ways: hydrological regime is changed, river continuity is compromised, many species of organisms, unprepared for such rapid changes, die. The existence of a reservoir compromises movement of bedload, which deposits in front of the dam and may lead to total covering of the reservoir. The construction of a dam also requires relocation of residents and the loss of valuable landscapes and monuments. Often the benefits assumed in the plans are not obtained and the costs of construction and later operation turn out to be great.

Despite all negative and irreversible changes, dams are functioning and they will be built in the future. This is due to the growing demand for fresh water, electricity and irrigation of the ever growing human population.

Key words: Hydrology, limnology, dams, hydroelectric power stations

Wprowadzenie

Zapory wodne wniosły znaczący wkład w rozwój ludzkości, często przyczyniając się do rozkwitu cywilizacji. Stały się symbolem inżynierii wodnej XX w., dając możliwość kontrolowania przepływu rzek, magazynowania wód i wykorzystania ich do celów energetycznych, zaopatrzeniowych, przeciwpowodziowych i innych. Mimo wszystkich korzyści uzyskiwanych dzięki budowie zapór należy również zwrócić uwagę na ujemne skutki tych przedsięwzięć. W miarę badania wpływu powstałych zbiorników na środowisko zaczęło powiększać się grono przeciwników ich tworzenia. Badanie reakcji środowiska przyrodniczego, w tym zasobów wodnych, na różnorodne formy antropopresji, jest jednym najważniejszych zadań współczesnej hydrologii (Kupczyk i Jankowski 2002). Głównym celem opracowania jest poszukiwanie odpowiedzi na pytanie: czy zapory wodne przeżywają obecnie renesans czy schyłek istnienia? Drugi, niemniej ważny cel, to przedstawienie skutków funkcjonowania powstałych zbiorników oraz wpływu jaki wywierają na środowisko.

Charakterystyka zbiorników zaporowych

Pod pojęciem „zbiornika zaporowego" rozumie się zbiornik antropogeniczny, utworzony przez spiętrzenie wód rzecznych zaporą, wybudowaną zazwyczaj w miejscu zwężenia doliny rzeki. O wiele rzadziej zdarza się, że zbiornik powstał bez budowy obiektu piętrzącego wody rzeki. Przykładami takich jezior są: Habbanijja, Ar-Razzaza i As-Sarsar w Iraku oraz Karun w Egipcie, powstałe przez zatopienie obniżenia terenu wodą doprowadzoną kanałem. Zdarza się również, że zbiornik zaporowy zostaje utworzony na jeziorze naturalnym poprzez podpiętrzenie za pomocą zapory wód jeziornych przy odpływie. Jeziora, których poziom zwierciadła wody został podniesiony w taki sposób to, m.in.: Jezioro Wiktorii, Bajkał, Ontario (Głodek 1985; Kasza, 2009).

Pierwsze historyczne wzmianki o budowie zapór pochodzą z Egiptu, Mezopotamii oraz innych części Bliskiego Wschodu i datowane są na co najmniej 3000 lat p.n.e. (Głodek 1985; Zapory a rozwój, 2003).

Duży rozkwit budownictwa wodnego, a zwłaszcza budowy zapór, nastąpił na początku XX w. Miała wtedy miejsce wielka ekspansja przestrzenna i rozwój technologii budownictwa zapór (Głodek 1985). Według Światowego Rejestru Zapór, do 1949 r. na świecie wybudowano około 5000 wielkich zapór, a pod koniec XX w. było ich już ponad 45 tys. w 140 państwach. Największa ekspansja budownictwa zapór trwała od II wojny światowej do lat 80. XX wieku. Największe

tempo oddawania nowych zbiorników wodnych do użytku odnotowano w latach 1970–1980, kiedy to średnio co roku powstawało około 700 nowych wielkich zapór wodnych (Kasza 2009). Od ponad dwudziestu lat zauważany jest wyraźny spadek budownictwa wielkich zapór, ale dotyczy to przede wszystkim Ameryki Północnej i Europy. Spowodowane jest to głównie brakiem odpowiednich terenów do budowy zbiorników zaporowych, gdyż większość miejsc odpowiednich do tego typu inwestycji została wykorzystana (Zapory a rozwój, 2003).

Ze względu na rodzaju materiału budowlanego, z którego utworzono zaporę dzieli się je na: ziemne lub betonowe. Zapory klasyfikowane są również ze względu na: wysokość, długość i objętość korpusu, kształt osi i obecność lub brak urządzeń do przepuszczania nadmiaru wody (Głodek 1985). Wśród parametrów morfometrycznych opisujących zbiorniki zaporowe J. Głodek (1985) wymienia: pojemność zbiornika, długość zbiornika, powierzchnię zalewu i głębokość zbiornika. Wyróżniana jest: pojemność użytkowa (wykorzystywana do celów gospodarczych), martwa (część przydenna zbiornika, zamulana materiałem nanoszonym przez rzekę, nieużyteczna pod względem wykorzystania gospodarczego), powodziowa (pojemność wykorzystywana do przechwytywania fali wezbraniowej) oraz całkowita (suma trzech powyższych rodzajów). Długość zbiornika to parametr określający zasięg cofki. Mierzy się go od zapory czołowej do miejsca na rzece, do którego sięga podwyższenie poziomu wody w wyniku maksymalnego spiętrzenia wód zbiornika. Następny parametr – powierzchnia zalewu – jest elementem bardzo zmiennym, gdyż zbiorniki cechują się dużą dynamiką pojemności i poziomu zwierciadła wody. Zmiany poziomu zwierciadła wody w zbiornikach wyznacza się za pomocą wskaźnika wahań zwierciadła wody (W_{WZ}), czyli stosunku głębokości maksymalnej zbiornika (H_{maks}.) do jego średniej rocznej amplitudy wahań $A_{śr.}$ (Tab.1).

Tabela 1. Podział zbiorników wodnych ze względu na wahania zwierciadła wody
Table 1. Division of reservoirs as regards fluctuations in water table

W_{WZ}	Podział zbiorników wodnych	Przykłady zbiorników
$1,0 \leq W_{WZ} \leq 2,0$	Zbiorniki o wyjątkowo dużych wahaniach	Sromowce Wyżne
$2,1 \leq W_{WZ} \leq 4,0$	Zbiorniki o bardzo dużych wahaniach	Turawa
$4,1 \leq W_{WZ} \leq 6,0$	Zbiorniki o dużych wahaniach	Solina
$6,1 \leq W_{WZ} \leq 8,0$	Zbiorniki o średnich wahaniach	Włocławek
$8,1 \leq W_{WZ} \leq 10,0$	Zbiorniki o małych wahaniach	Rożnów
$10,1 \leq W_{WZ} \leq 12,0$	Zbiorniki o bardzo małych wahaniach	Siemianówka
$W_{WZ} > 12,1$	Zbiorniki o znikomych wahaniach	Czechowice

Źródło: Opracowano na podstawie: Ruman, 2011

Głębokość zbiornika zaporowego jest ona uzależniona od wysokości zapory nad dnem doliny, czyli tzw. wysokości piętrzenia (Głodek 1985; Depczyński i Szamowski 1999; Ruman 2011).

Funkcje zbiorników zaporowych

Głównym zadaniem pierwszych zbiorników zaporowych na świecie było przede wszystkim zaopatrzenie w wodę dużych skupisk ludności oraz nawodnienie terenów rolniczych (Głodek 1985). W późniejszych okresach stopniowo zaczął powiększać się zakres funkcji pełnionych przez zbiorniki zaporowe i obecnie większość zbiorników to obiekty wielozadaniowe, tworzone ze względu na zapotrzebowanie na wodę i energię, warunki hydrograficzne, klimat, czy politykę gospodarczą danego państwa (Kasza 2009).

Zaopatrzenie w wodę

Zbiorniki zaporowe służą zaopatrzeniu w wodę zarówno dużych ośrodków miejskich, jak i regionów przemysłowych. Według Raportu Światowej Komisji Zapór Wodnych wiele zbiorników wodnych zostało zbudowanych w celu zapewnienia wody dla rosnących potrzeb komunalnych i przemysłowych, a około 12% wielkich zapór na świecie traktuje się jako zapory, których głównym zadaniem jest zaopatrywanie w wodę. Jak podaje J. Głodek (1985), w przybliżeniu 1/3 wielkich aglomeracji miejskich na świecie wykorzystuje wody zgromadzone w zbiornikach zaporowych. Do takich miast należą m.in. Nowy Jork, Boston, San Paulo, Moskwa, Teheran (Depczyński i Szamowski 1999). Należy do nich także konurbacja katowicka i rybnicka (ok. 3,4 mln mieszkańców) zaopatrywana w wodę ze zbiornika goczałkowickiego (Absalon, Matysik i Ruman 2011).

Energetyka wodna

Do produkcji energii elektrycznej energia wody została wykorzystana dopiero pod koniec XIX w. Od tamtego czasu stopniowo następował rozwój hydroenergetyki. Pierwsze hydroelektrownie miały niewielką moc. Z biegiem czasu oraz zwiększaniem się wymiarów zapór i rozwojem technologii, elektrownie wodne stały się źródłem wytwarzającym nieraz moc liczoną w tysiącach megawatów. Obecnie największą hydroelektrownią na świecie pod względem ilości wytwarzanej energii elektrycznej jest Zapora Trzech Przełomów, która generuje moc 18200 MW (Tab. 2). Do 2010 roku (czasu napełnienia Zbiornika Trzech Przełomów) najwięcej energii produkowała hydroelektrownia Itaipu, wybudowana na rzece Paranie, między Brazylią a Paragwajem (Chmielewska i Jankowski 2008a).

Tabela 2. Największe hydroelektrownie na świecie
Table 2. Largest hydroelectric power stations

L.p.	Hydroelektrownia	Rzeka	Państwo	Moc [MW]	Rok uruchomienia
1	Trzy Przełomy	Jangcy	Chiny	18200	2011
2	Itaipu	Parana	Brazylia, Paragwaj	12600	1982
3	Guri	Caroni	Wenezuela	10300	1986
4	Tucuri	Tocantins	Brazylia	8370	1984
5	Grand Coulee	Kolumbia	USA	6809	1942
6	Sajańska	Jenisej	Rosja	6400	1989

Źródło: Opracowano na podstawie: www.icold-cigb.net; en.wikipedia.org

Ochrona przeciwpowodziowa

Według J. Głodka (1985) jedną z najważniejszych funkcji zbiorników zaporowych na świecie jest ochrona przeciwpowodziowa. Zbiorniki posiadają tzw. rezerwę powodziową, czyli wolną objętość, która napełniana jest w momencie nadejścia fali powodziowej. Dzięki urządzeniom spustowym można kontrolować opróżnianie zbiornika, rozkładając je w czasie tak, aby nie spowodować niekontrolowanego wezbrania w rzece poniżej zapory (Kasza 2009).

Kraje takie, jak: Stany Zjednoczone, Indie, Irak czy Chiny posiadają szczególnie dużo zapór nastawionych głównie na ochronę przed powodziami. W przypadku zbiorników zaporowych o dużych pojemnościach ochrona przeciwpowodziowa jest bardzo skuteczna i sięga wiele kilometrów poniżej zbiornika. Gdy rzeka nie posiada dopływów poniżej zapory, ochrona może sięgać nawet do 1000 km. Taka sytuacja istnieje na Nilu, chronionym przed wezbraniami przez Zbiornik Nasera. W innych przypadkach (rzeki posiadające liczne dopływy czy zbiorniki o mniejszych pojemnościach) tereny chronione sięgają na mniejsze odległości (Głodek 1985).

Nawodnienie

Według Raportu Światowej Komisji Wielkich Zapór rolnictwo na terenach nawadnianych dostarcza około 40% produkcji rolnej (w tym 16% terenów jest nawadnianych dzięki zaporom), a największa część wody słodkiej na świecie pobierana jest do celów nawadniania.

Krajem, w którym niemal 100% wody do nawodnień pobieranych jest ze zbiorników zaporowych, w tym większość ze Zbiornika Nasera, jest Egipt (Zapory a rozwój, 2003). Krajami, w których zbiorniki zaporowe służą wyłącznie lub w stopniu dominującym nawadnianiu są m.in.: Algieria, Sri Lanka, Kuba, Pakistan, Syria, Maroko (Głodek 1985).

Żegluga śródlądowa

Rzeki od najdawniejszych czasów stanowiły dogodne szlaki komunikacyjne, a statki rzeczne obok zwierząt jucznych i pociągowych są najstarszymi środkami transportu. Od dawna ludzie starali się poprawić żeglowność rzek. Jednym z najlepszych sposobów okazało się budowanie zapór i spiętrzanie wód rzecznych (Czaya 1987). Zbiorniki zaporowe pomagają utrzymać ciągłość żeglugi w okresach niskich stanów wód oraz gwarantują bezpieczną głębokość nurtu w przypadku istnienia na dnie przeszkód takich, jak np.: progi i mielizny (Głodek 1985). Aby przegradzająca rzekę zapora nie stała się przeszkodą dla statków, wyposaża się ją w urządzenia umożliwiające ich swobodny przepływ, np.: śluzy i podnośnie (Kasza 2009).

Inne funkcje zbiorników zaporowych

Zbiorniki zaporowe spełniają też wiele innych funkcji. Wśród nich wymienia się takie, jak: turystyka i rekreacja (Kasza 2009), rybactwo (Szczerbowski 1993), zasilanie warstw wodonośnych, eksploatacja złóż kruszywa za pomocą sprzętu pływającego (Depczyński i Szamowski, 1999), spław drewna (Głodek 1985), funkcje przeciwpożarowe, a nawet militarne czy obronne (Rzętała 2008).

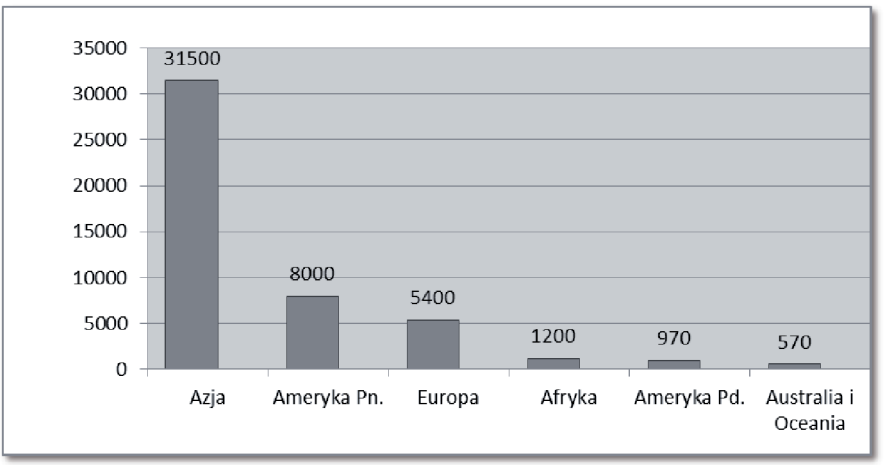
Rozmieszczenie zbiorników zaporowych na świecie

Ustalenie ogólnej liczby zbiorników zaporowych na świecie jest zadaniem niezwykle trudnym. Istnieje Światowy Rejestr Zapór (World Register of Dams) wydawany przez Międzynarodową Komisję Wielkich Zapór (International Commission on Large Dams – ICOLD). Kataloguje on wielkie zapory na świecie, czyli takie, które mają wysokość powyżej 15 m lub te, których wysokość jest mniejsza (10–15 m), ale zbiornik, który tworzą ma pojemność co najmniej 3 mln m^3. Jednak dane zawarte w rejestrze często mają charakter szacunkowy. Wynika to po pierwsze z tego, że wpis do niego jest dobrowolny. Przykładowo, Chiny wpisały do rejestru 5191 zapór, a ocenia się że może ich być tam ponad 22 tys. W przypadku Japonii liczba zapór w rejestrze jest o ponad połowę mniejsza niż w rzeczywistości, gdyż kraj ten podał informacje tylko o zaporach o wysokości powyżej 30 m. Następnym ograniczeniem jest nieudostępnianie informacji o wszystkich parametrach. Jednak z informacji posiadanych przez ICOLD można wnioskować, że na świecie jest ponad 45 tys. wielkich zapór (Zapory a rozwój, 2003; Kasza 2009).

Rozkład przestrzenny wielkich zbiorników zaporowych na świecie jest bardzo nierównomierny (ryc. 2). Największa ich liczba znajduje się na kontynencie

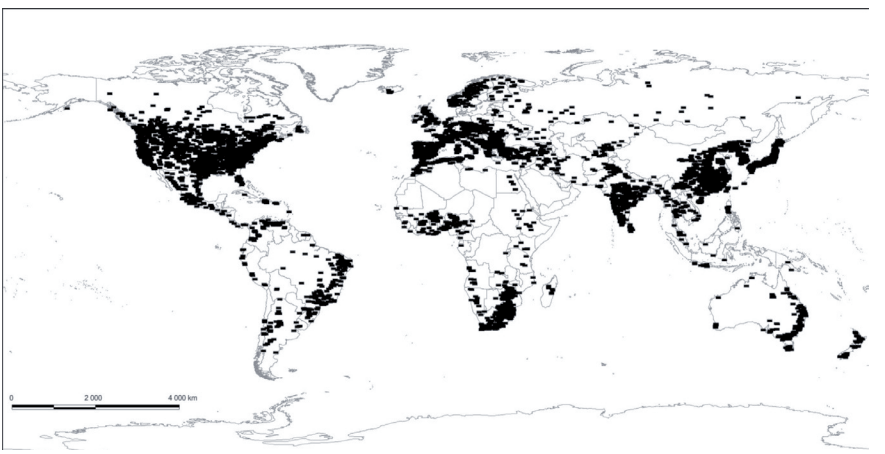
azjatyckim (ryc. 1). Dużo zbiorników zaporowych znajduje się również w Ameryce Północnej oraz w Europie (Kasza, 2009).

Ryc. 1. Liczba wielkich zapór według kontynentów
Fig. 1. The number of large dams per continents



Źródło: Opracowanie własne na podstawie: Zapory a rozwój, 2003

Ryc. 2. Rozkład przestrzenny wielkich zbiorników zaporowych na świecie
Fig. 2. Spatial distribution of large dam reservoirs worldwide



Źródło: Opracowanie własne na podstawie: Lehner, B., R-Liermann, C., Revenga, C., Vörösmarty, C., Fekete, B., Crouzet, P., Döll, P. et al.: High resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river flow management. Frontiers in Ecology and the Environment. Source: GWSP Digital Water Atlas (2008). Map 81: GRanD Database (V1.0). Dostępny online na http://atlas.gwsp.org.

W budownictwie zapór na świecie przoduje 5 krajów, które wybudowały 77% ogólnej liczby wszystkich wielkich zapór. Są to: Chiny (ok. 22000), Stany Zjednoczone (6575), Indie (4291), Japonia (2675), Hiszpania (1196) (Zapory a rozwój, 2003).

Zdecydowanie większym problemem jest ustalenie liczby zapór mniejszych, gdyż nie jest prowadzony ich rejestr. Trudno przyjąć kryterium, które uznaje zaporę jako obiekt mający znaczenie dla gospodarki. Ciągle też oddaje się do użytku nowe zapory (Głodek 1985).

Największe zbiorniki zaporowe na świecie

Najważniejszym parametrem przy określaniu wielkości zbiorników zaporowych jest ich pojemność. Drugą, niemniej ważną wielkością, jest powierzchnia zalewu. Tabela 3. przedstawia 20 największych zbiorników świata, zestawionych pod względem pojemności.

Tabela 3. Największe zbiorniki zaporowe na świecie
Table 3. Largest dam reservoirs worldwide

Zbiornik	Rzeka	Państwo	Pojemność [km^3]	Powierzchnia [km^2]	Rok uruchomienia
Kariba	Zambezi	Zambia	181,6	5 960	1959
Bracki	Angara	Rosja	169,3	5 860	1964
Nasera	Nil	Egipt	168,9	5 126	1970
Akosombo	Wolta	Ghana	148,0	4 856	1965
Daniel Johnson	Manicouagan	Kanada	141,8	4 654	1968
Guri	Caroni	Wenezuela	136,0	4 462	1986
Williston Bennet	Peace	Kanada	108,0	1 650	1968
Krasnojarski	Jenisej	Rosja	73,3	2 150	1971
Zejski	Zeja	Rosja	68,4	2 740	1975
Cabora Bassa	Zambezi	Mozambik	64,8	2 850	1976
Sanmenxia	Huang-he	Chiny	64,0	2 350	1979
Smalwood	Churchill	Kanada	61,7	2 280	1980
Le Grande	Le Grande	Kanada	61,2	2 025	1982
Chapeton Poti	Parana	Argentyna	60,6	1 760	1989
Ust-Ilimski	Angara	Rosja	59,3	1 945	1980
Kujbyszewski	Wołga	Rosja	57,8	1 905	1955
Caniapiscau	Caniapiscau	Kanada	57,5	2 177	1981
Zajsan	Irtysz	Kazachstan	53,1	1 820	1966
Wainganga	Wainganga	Indie	50,7	1 663	1987
Trzech Przełomów	Jangcy	Chiny	39,3	1 045	2006

Źródło: Opracowano według: Kądziołka, i in., 2011.

Wśród największych zbiorników na świecie, najwięcej (8) zostało zbudowanych na kontynencie azjatyckim, z czego 5 zbiorników znajduje się na terenie Rosji. Na drugim miejscu pod względem liczby największych zbiorników jest Ameryka Północna, z 5 zbiornikami (wszystkie w Kanadzie). Następne są: Afryka, Ameryka Południowa. Europa posiada tylko jeden zbiornik mieszczący się wśród dwudziestu największych.

Największym zbiornikiem zaporowym na świecie, zarówno pod względem pojemności (181,6 km^3), jak i powierzchni (5960 km^2) jest zbiornik Kariba, utworzony w 1959 roku na rzece Zambezi. Następne, to: zbiornik Bracki (169,3 km^3; 5860 km^2) oraz Nasera (168,9 km^3; 5126 km^2).

Kolejne zestawienie (Tab. 4.) przedstawia wysokości zapór. Dwie najwyższe zapory na świecie znajdują się na rzece Wachsz w Tadżykistanie. Najwyższa – zapora Rogun – ma 335 m wysokości.

Tabela 4. Najwyższe zapory na świecie
Table 4. Highest world dams

Zbiornik	Rzeka	Państwo	Wysokość [m]	Rok uruchomienia
Rogun	Wachsz	Tadżykistan	335	1985
Nurek	Wachsz	Tadżykistan	300	1980
Grand Dixence	Dixence	Szwajcaria	285	1961
Inguri	Inguri	Gruzja	272	1980
Boruca	Tarraba	Kostaryka	269	1989
Vaiont	Vaiont	Włochy	262	1961
Chicoasén	Grijalva	Meksyk	261	1980
Tehri	Bhagirathi	Indie	261	1990
Kinshau	Tons	Indie	253	1985
Guavio	Guavio	Kolumbia	246	1989

Źródło: Opracowano według: Kądziołka, i in., 2011.

Można wymienić również najdłuższe zapory na świecie. Są między nimi: Cymlańska, Gorkowska (Rosja), Hirakad (Indie) oraz Calabozo (Wenezuela). Wszystkie mają ponad 10 km długości (Głodek 1985).

Charakterystyka wybranych zbiorników zaporowych według kontynentów

Afryka

Na kontynencie afrykańskim znajduje się około 1269 wielkich zapór, z czego prawie 60% znajduje się w RPA i Zimbabwe. Zapory w Afryce budowane są przede wszystkim w celu nawadniania, szczególnie na terenach pustynnych i półpustynnych. Służą także wytwarzaniu energii elektrycznej (Zapory a rozwój, 2003). Najnowszą inwestycją hydrotechniczną jest budowa 5 kaskadowych tam (GIBLE I-V) na rzece OMO w Etiopi.

Najbardziej znanym zbiornikiem afrykańskim pozostaje zbiornik Nasera, spiętrzający wody Nilu na długości około 510 km i sięgający aż na tereny Sudanu. Zapora na Nilu powstała dzięki współpracy egipsko-radzieckiej, a jej oficjalne otwarcie nastąpiło w 1971 r. (Maik 1998). Zbiornik pozwala na całoroczne nawadnianie terenów uprawnych, które były uzależnione od wylewów tej najdłuższej afrykańskiej rzeki. Po wybudowaniu zapory zbiory uzyskiwane są nawet do trzech razy w roku, a areał upraw zwiększono o 3000 km^2. Zostało również zlikwidowane niebezpieczeństwo powodzi. Hydroelektrownia uruchomiona na tamie pozwala na produkcję energii elektrycznej, dostarczanej m.in. do asuańskich zakładów przemysłowych (Jelonek i Plit, 1996; Maik 1998; Richardson 2009).

Jednak dziś, po ponad czterdziestu latach, od otwarcia Wielkiej Tamy Asuańskiej dostrzega się wiele negatywnych skutków jakie wywarła na środowisko naturalne. W zbiorniku zatrzymywany jest żyzny namuł, co przyczynia się do wzrostu nakładów przeznaczanych na nawozy sztuczne, których spływy z kolei zanieczyszczają wody Nilu. Materiał osadzający się w zbiorniku nie nadbudowuje delty rzeki, która stopniowo się cofa. Nie stanowi także pożywienia dla organizmów żyjących w Morzu Śródziemnym, co skutkuje zmniejszeniem ilości poławianych ryb (Żurek 1993; Wójcik 1996; Maik 1998; Falkowski Kostrowicki 2001). Lokalizacja zbiornika spowodowała również przymusowe przesiedlenia zamieszkującej tam ludności (około 60 tys. przesiedlonych) oraz utratę cennych zabytków, z których jedynie część zdołano ocalić dzięki akcji prowadzonej pod patronatem UNESCO (Maik 2008; Richardson 2009).

Azja

Azja jest kontynentem, na którym znajduje się najwięcej zapór na świecie i wciąż jest najaktywniejsza pod względem ich budowy. Wśród krajów, które przodują w budownictwie obiektów hydrotechnicznych są: Chiny, Indie, Iran, Japonia i Turcja. Chiny mają wśród nich zdecydowaną przewagę. Zbiorniki powstają tam

głównie w celach nawadniania, hydroenergetyki, ochrony przeciwpowodziowej oraz zaopatrzenia w wodę (Zapory a rozwój, 2003).

Zbiornik Trzech Przełomów na rzece Jangcy, oddany do użytku w 2010 r., mimo iż nie osiąga aż takich rozmiarów jak największy na kontynencie zbiornik Bracki, wzbudzał przez ostatnich kilkanaście lat wiele kontrowersji. Zapora została wzniesiona w miejscowości Sandouping (Chudy 2003). Jangcy w tym miejscu przebija się około 200 km przez góry Daba, tworząc tzw. Trzy Przełomy, od których zapora wzięła swą nazwę (Sobkowiak 2009). Została wybudowana przede wszystkim żeby spełniać trzy najważniejsze zadania. Pierwszym jest ochrona przeciwpowodziowa obszaru, na którym co kilka lat zdarzały się katastrofalne powodzie. Po drugie dzięki zaporze można produkować energię elektryczną dla bardzo energochłonnej gospodarki. Hydroelektrownia zainstalowana na zaporze pod względem produkowanej mocy jest największa na świecie. Ponad 30 generatorów produkuje 18200 MW (Sobkowiak 2009; Kądziołka i in. 2011). Trzecim zadaniem zbiornika jest poprawienie żeglowności rzeki, przede wszystkim na obszarze Trzech Przełomów obfitującym w bystrza i płycizny. Oprócz tego zbiornik daje możliwość wykorzystywania wody do nawodnień oraz do planowanego przerzutu części wód z południa, z dorzecza Jangcy na północ, do dorzecza Rzeki Żółtej (Szoszkiewicz 1997; Sobkowiak 2009).

Tak wielkie przedsięwzięcie hydrotechniczne spowodowało różnorakie zmiany Jangcy oraz całego regionu. Bezpośrednim skutkiem powstałego zbiornika była konieczność zatopienia ok. 160 miejscowości, a co za tym idzie konieczność przesiedlenia ok. 1,4 mln ludzi (Sobkowiak 2009). Zapora zakłóciła naturalne warunki przepływu wody oraz ruch rumowiska w rzece. Jangcy jest rzeką o bardzo dużym stopniu zamulenia, szacuje się, że w ciągu roku niesie 500 mln ton rumowiska. Z uwagi na to wybudowano wiele zabezpieczeń mających chronić powstały zbiornik przed zamulaniem. Mimo to ocenia się, że nie zapobiegną one temu zjawisku, potęgowanym dodatkowo przez osuwanie się do powstałego zbiornika fragmentów zboczy górskich. (Warcholak i Winter 2007; Sobkowiak 2009). Jednym z większych problemów zbiornika jest również jego niezwykle duże zanieczyszczenie odpadami komunalnymi i przemysłowymi, gdyż w projekcie budowy tamy nie uwzględniono potrzeby stworzenia oczyszczalni ścieków dla miast leżących wokół zbiornika. Szacuje się, że powyżej zapory mieszka ponad 150 mln ludzi, a większość z nich wrzuca wszystkie odpady wprost do rzeki. Setki fabryk odprowadza do niej również odpady niebezpieczne i ścieki. Tylko z miasta Chongqing spływa rocznie ponad miliard ton ścieków przemysłowych i komunalnych (Szoszkiewicz 1997; Burckhardt 2002).

Europa

Europę, nie tylko pod względem budowy zapór, można podzielić na zachodnią i wschodnią. Kraje Europy Zachodniej wyprzedzają pod względem liczby zapór Europę Wschodnią. Zdecydowanym liderem w budownictwie zapór jest Hiszpania, posiadająca ich około 1200, czyli tyle co cała Europa Wschodnia. Następne w kolejności są: Francja, Włochy i Wielka Brytania. Kontynent dzieli się również pod względem funkcji zbiorników zaporowych. Północ wykorzystuje je w głównej mierze do celów energetycznych, a południe oraz regiony nizinne do celów nawodnieniowych i zaopatrzenia w wodę (Zapory a rozwój, 2003).

Europa może się też poszczycić posiadaniem trzeciej pod względem wysokości zapory na świecie, oraz najwyższej zapory betonowej ciężkiej. Jest nią zapora Grande Dixence znajdująca się na rzece Dixence, około 15 km od miasta Sion, w kantonie Valais w Szwajcarii. Zapora powstała w latach 1950–1964, a jej oficjalne uruchomienie nastąpiło w 1965 r. Ma 285 m wysokości, a szerokość jej podstawy wynosi 200 m. Korona zapory znajduje się na wysokości 2683 m n.p.m. (Głodek 1985; Papirblat 1995; Kądziołka i in. 2011; www.grande-dixence.ch).

Ameryka Północna

Ameryka Północna jest drugim kontynentem na świecie pod względem liczby zbiorników zaporowych. Są one jednak nierównomiernie rozłożone, gdyż większość zlokalizowanych jest w Stanach Zjednoczonych. Zakres funkcji zbiorników tego kontynentu jest szeroki: służą one hydroenergetyce, ochronie przeciwpowodziowej, zaopatrzeniu w wodę, nawodnieniom, a znaczna ich liczba pełni funkcję rekreacyjną. Okres, w którym budowano najwięcej zapór (po II wojnie światowej do lat 60. XX w.) już minął. Obecnie zaznacza się nawet proces wycofywania wielkich zapór z eksploatacji. Przykładowo, w Stanach Zjednoczonych obecnie więcej zapór jest likwidowanych niż budowanych (Zapory a rozwój, 2003).

Zbiorniki Mead i Powell utworzone na rzece Kolorado, odpowiednio na granicy stanów Nevada i Arizona oraz Arizona i Utah w Stanach Zjednoczonych, zostały stworzone z myślą o spełnianiu różnorodnych funkcji. Mają wytwarzać energię elektryczną, nawadniać tereny, zaopatrywać w wodę ludność miast tego regionu czy także kontrolować rzekę i nie dopuszczać do powodzi. Nad zbiornikami szybko rozwinęło się wiele prężnie działających ośrodków turystycznych oraz utworzono obszary wypoczynkowe, podlegające Służbie Parków Narodowych (Lake Mead National Recreation Area oraz Glen Canyon National Recreation Area) (Jelonek, Soja 1996; Długosz 2005; Zaborowska 2007).

Zapora Hoovera tworząca zbiornik Mead powstała w latach 1931–1935, natomiast drugi zbiornik wybudowanio ponad 25 lat później (1956 r.) przez spiętrzenie wód Kolorado zaporą Glen Canyon. Przez zatopienie terenów kanionów

powstał prawdziwie surrealistyczny krajobraz. Ciemne wody jeziora kontrastują z obszarem nagich, czerwonawych skał piaskowca (Bosley i in. 1994; Długosz 2005).

Wybudowanie zapór na rzece Kolorado naruszyło naturalną równowagę ekologiczną tego terenu. Materiał transportowany przez rzekę jest obecnie zatrzymywany w zbiornikach zaporowych. Dowodem na to może być nawet zmiana koloru wody – z rdzawego na niebiesko-zielony. Erozja poniżej zapór znacznie wzrosła, nastąpił zanik plaż i mielizn, kurczy się delta. Zmienił się skład gatunkowy zwierząt i roślin. Wody zgromadzone w dużych zbiornikach ulegają znacznemu wychłodzeniu, wyginęły więc gatunki przystosowane do innych warunków życia. Duży pobór wody z Kolorado sprawił, że w dolnym biegu rzeka stała się wąskim strumieniem, a dawniejsze obszary wodno-błotne zamieniły się w wysuszony obszar słonych nieużytków (Długosz 2005; De Fabianis 2006; Zaborowska 2007).

Ameryka Południowa

W Ameryce Południowej zbudowano niewiele zapór w porównaniu do innych kontynentów. Najaktywniejszymi krajami w budownictwie hydrotechnicznym są: Brazylia oraz Wenezuela, a podstawowym motorem powstawania zapór jest hydroenergetyka (np. Brazylia 93% energii elektrycznej czerpie z elektrowni wodnych) oraz ochrona przeciwpowodziowa (Zapory a rozwój, 2003). Największe zbiorniki zaporowe znajdują się w dorzeczach: Parany, Orinoko i Amazonki (Maik 2002).

Zapora Itaipu, zlokalizowana na rzece Paranie, pomiędzy Paragwajem a Brazylią, do momentu uruchomienia hydroelektrowni na zaporze Trzech Przełomów, posiadała hydroelektrownię produkującą najwięcej energii elektrycznej na świecie (12600 MW). Oddana została do użytku w 1982 r. (Maik 2003). Zapora ma 8 km długości i 240 m wysokości, przewyższając tym samym pięciokrotnie wymiary Tamy Asuańskiej. Na czas jej budowy wysadzono kanał szerokości Sekwany w Paryżu, aby skierować do niego wody Parany (De Fabianis 2006).

Wybudowanie zapory w tym regionie znacząco pomogło w ożywieniu gospodarki. Nad zbiornik przybywają każdego roku setki tysięcy turystów, aby zwiedzić zaporę. Podupadłe dawniej miasteczko Santa Helena zamieniło się w świetnie prosperujący nadbrzeżny kurort. Jednak zalanie tak wielkiego obszaru oznaczało przesiedlenie około 10000 rodzin. Pod wodami zbiornika znalazły się wodospady Sete Quedas, wyższe niż słynne wodospady Iguazú (Golonka i Hrabowski 1991; Lyon i in. 1998).

Najnowszą dużą inwestycją w Ameryce Południowej jest budowa trzeciej, co do wielkości hydroelektrowni świata, Belo Monte na rzece Xingu w Brazy-

lii. Obecnie wstrzymano realizację tego największego projektu hydrotechnicznego świata, głównie z powodu licznych protestów spowodowanych przez nieuwzględnienie nieodwracalnych konsekwencji środowiskowych tej inwestycji.

Australia i Oceania

Australia i Oceania posiada najmniej zbiorników zaporowych. Większość znajduje się w Australii, a tylko ok. 15% na Nowej Zelandii. Zapory w tym regionie powstają głównie w celu zaopatrzenia w wodę. Dzieje się tak głównie z powodu suchości klimatu, małej liczby wód powierzchniowych oraz okresowości występujących na kontynencie rzek. Równie ważnymi funkcjami są: hydroenergetyczna i nawodnieniowa. Obecnie nie realizuje się żadnych nowych projektów, natomiast trwa ulepszanie zapór istniejących. Tylko w niewielkich państwach wyspiarskich trwają przedsięwzięcia mające na celu budowę małych obiektów hydrotechnicznych (Groch i Mydel 1999; Zapory a rozwój, 2003).

Największym zbiornikiem zaporowym kontynentu jest zbiornik Gordon, którego budowie towarzyszyły liczne protesty. Sprzeciw spowodowany był głównie miejscem, które zostało przeznaczone pod stworzenie zbiornika. Od 1955 roku powołany był tu park narodowy, który chronił unikalne polodowcowe jezioro Pedder, otoczone plażami z różowego kwarcytu. Powstanie sztucznego zbiornika spowodowało zatopienie naturalnego jeziora, terenów wokół niego, a przez to zniszczenie środowiska dla wielu endemicznych roślin i zwierząt (stott.customer.netspace.net.au) Zbiornik usytuowany jest na rzece Gordon, na Tasmanii. Tworząca zbiornik zapora, o tej samej nazwie, jest najwyższym (140 m) tego typu obiektem na Tasmanii i piątym w Australii (Groch i Mydel 1999).

Wpływ zbiorników zaporowych na środowisko

Według Międzynarodowej Komisji Wielkich Zapór na blisko ponad połowie rzek świata wybudowana jest co najmniej jedna wielka zapora. Zapory pozwoliły ludzkości „ujarzmić" rzeki, wykorzystać zgromadzoną wodę dla produkcji energii i żywności, przyczynić się do rozwoju regionów słabo rozwiniętych. Często zdarzało się nawet, iż zapory stawały się symbolami narodowymi, a ich wybudowanie było wskaźnikiem postępu gospodarczego (zapora Hoovera). Dopiero od lat 60. i 70. XX w., w miarę zbierania danych i obserwowania skutków funkcjonowania powstałych zapór, zaczęły pojawiać się krytyczne uwagi dotyczące ich wpływu na środowisko, np. na reżim rzeki, a w późniejszych okresach również problemów społecznych spowodowanych przez budowę zapory. Obecnie wpływ zapór i skala ich oddziaływania na środowisko geograficzne są skrupulatnie ba-

dane, a zasadność budowy szeroko omawiana (Zapory a rozwój, 2003; Kowalczak 2008).

Skutki wybudowania zapory i spiętrzenia wody mają przede wszystkim ogromny wpływ na rzekę. Zapora narusza naturalny charakter rzeki i jej doliny (Wróbel, 1991). Zasięg oddziaływania zbiornika uzależniony jest od rozmiarów zapory i wielkości rzeki. Potężne budowle na wielkich rzekach mogą wpływać nawet na ponad 1 tys. km wzdłuż ich biegu (Głodek 1985; Kowalczak 2008). Zostaje zakłócony reżim hydrologiczny rzeki, co związane jest z wahaniami wielkości przepływu w cyklu dobowym, sezonowym i rocznym oraz zmianami prędkości nurtu. Zmienia się również reżim termiczny wody. W zbiornikach zaporowych często dochodzi do wykształcenia uwarstwienia termicznego. Ulega zmianie temperatura wody nie tylko zbiornika, ale i rzeki poniżej zapory w zależności od usytuowania upustów oraz głębokości zbiornika (Kasza 2009).

Przegrodzenie rzeki i powstanie zbiornika często ma wpływ na odległe o setki kilometrów delty. Wskutek zatrzymywanego w zbiorniku zaporowym materiału niesionego przez płynącą wodę, delta traci swój podstawowy budulec, a co za tym idzie zamiast narastać zaczyna się cofać. Najbardziej znanym przykładem jest zanik delty Nilu po wybudowaniu na niej Wielkiej Tamy Asuańskiej. Delta tej rzeki obecnie cofa się z prędkością 5–8 m na rok, a w niektórych miejscach prędkość ta dochodzi nawet do ponad 240 m na rok. Z kolei południowe wybrzeże Kalifornii otrzymuje tylko 20% rumowiska, które było transportowane przez rzeki przed stworzeniem zbiorników zaporowych (Zapory a rozwój, 2003; Kowalczak 2008; Kasza 2009).

Zatrzymywanie osadów niesionych przez rzekę w zbiorniku zaporowym prowadzi do jego stopniowego zamulania. Jest to proces negatywny, prowadzący do zasypania zbiornika i w konsekwencji wyłączenia go z eksploatacji. Wskutek sedymentacji materiału nanoszonego do zbiorników całego świata tracą one co roku ok. 0,5–1% swojej pojemności. Zdarza się, że zasypanie zbiornika rumowiskiem następuje niezwykle szybko. Zbiornik Farchadzki na Syr-darii został całkowicie zamulony w ciągu zaledwie 15 lat. Prowadzone są badania mające ustalić długowieczność budowanych zbiorników zaporowych. Szacuje się, że zbiornik Nasera będzie sprawny około 500 lat, a zbiornik Mead – 90 lat (Głodek 1985; Zapory a rozwój, 2003; Kasza 2009).

Wybudowanie zapory powoduje wiele zmian w ekosystemie rzeki i terenów przyległych. Przegrodzenie rzeki zaporą doprowadza do przerwania szlaków migracyjnych ryb, które często zostały odcięte od miejsc, w których odbywały tarło. Brak możliwości wędrówki sprawił zmniejszenie liczebności niektórych gatunków czy nawet całkowite ich wyginięcie (Zapory a rozwój, 2003; Kasza 2009). Skutkiem następującym szybko i nieodwracalnie jest zatopienie wszystkich roślin

występujących na obszarze nowo powstającego zbiornika oraz zniszczenie siedliska żyjących na tych terenach zwierząt. Jednak w zamian powstaje nowe środowisko życia dla innych gatunków. Powstanie zbiornika wodnego sprzyja rozwojowi fitoplanktonu, pojawieniu się roślinności wodnej i bagiennej. Zbiornik staje się siedliskiem różnych gatunków, a także ostoją ptaków wodnych. Często rozwój składu gatunkowego takiego zbiornika idzie w zupełnie niespodziewanym kierunku. Zbiornik Kariba został opanowany tuż po napełnieniu przez roślinę wodną *Salvinia auriculata*, pochodzącą z Ameryki Pd., która zaczęła sprawiać problemy w gospodarowaniu wodą ze zbiornika. Inny negatywny skutek pojawienia się zbiornika oraz towarzyszących mu terenów podmokłych to stworzenie siedliska dla gatunków będących roznosicielami wielu groźnych chorób. Szczególnie dotyka to regiony tropikalne, gdzie pojawienie się dodatkowego akwenu wodnego umożliwia rozwój komarom roznoszącym malarię czy ślimakom przenoszącym schistosomatozę (Głodek 1985; Zapory a rozwój, 2003).

Spiętrzenie rzeki zaporą przyczynia się do zmian klimatycznych obszarów położonych w sąsiedztwie powstałego zbiornika. W miarę oddalania się od akwenu wpływ na klimat maleje. Wielkość oddziaływań związana jest przede wszystkim z powierzchnią i pojemnością zbiornika, a także z rzeźbą obszaru znajdującego się wokół akwenu (Lambor 1962; Głodek 1985). Zmiany zaznaczają się we wzroście wilgotności powietrza, spowodowanej parowaniem wody ze zbiornika. Proces ten jest szczególnie widoczny na suchych, pustynnych obszarach. Przed wybudowaniem zbiornika Nasera opady były tam czymś niezwykłym, zdarzającym się raz na kilkadziesiąt lat. Obecnie ich częstotliwość wzrosła, deszcze pojawiają się kilka razy w roku. Parowanie wód ze zbiorników doprowadza do straty znacznej ilości wody. Ocenia się, że wskutek parowania zbiornik Nasera traci rocznie około 14 km^3 wody, co stanowi aż 14% całkowitej pojemności zgromadzonej wody (Głodek 1985; Kowalczak 2008).

Przegrodzenie rzeki zaporą często ma duże konsekwencje dla ludności zasiedlającej tereny sąsiadujące z rzeką. Najbardziej widoczny skutek wiąże się z przymusowym wysiedleniem ludności zamieszkującej teren przeznaczony bądź do zatopienia, bądź pod infrastrukturę związaną z zaporą. Międzynarodowa Komisja Wielkich Zapór szacuje, że w wyniku budowy zapór na całym świecie do zmiany miejsca zamieszkania było zmuszonych od 40 do 80 milionów ludzi. Zaznaczono dodatkowo, że dane te są przybliżone, nie obejmują ludności przesiedlonej w związku z budową infrastruktury pomocniczej (np. kanały irygacyjne), a często są zaniżane. Najwięcej ludności zmuszonej do przesiedlenia przez budowę zapory znajduje się w gęsto zaludnionych regionach świata. W samych Chinach i Indiach szacuje się, że w ciągu tylko czterdziestu lat wysiedlonych zostało od 26 do 58 milionów ludzi (Zapory a rozwój, 2003).

W niektórych przypadkach utworzenie zbiornika zaporowego oznacza zatopienie terenów cennych ze względów kulturowych. Przy tworzeniu sztucznego jeziora utracone zostają zabytki architektoniczne, historyczne czy archeologiczne. Dla lokalnych społeczności miejsca przeznaczone do zalania często mają wymiar duchowy. Mogą znajdować się tam świątynie, miejsca kultu czy pochówku przodków. Nieraz zagrożone są zabytki cenne na skalę światową. Taka sytuacja miała miejsce przy budowie tamy w Asuanie, jednak w tym przypadku dzięki międzynarodowym staraniom udało się uratować część tego cennego dziedzictwa. Najbardziej spektakularnym przedsięwzięciem całej akcji było podzielenie na części i przeniesienie w wyższe miejsce świątyni Abu Simbel. Koszt uratowania świątyni wyniósł 36 mln dolarów, a prace trwały ponad 4 lata. Wiele obiektów mimo, że zostały zalane, wcześniej przebadano, przez co zebrano wiele informacji na temat wcześniej mało znanej cywilizacji nubijskiej. Jednak w wielu innych przypadkach ratowanie dziedzictwa kulturowego nie stało się istotnym zagadnieniem przy planowaniu inwestycji. Przyczynił się do tego zarówno brak świadomości, funduszy a także czasu, aby zabytki ochronić przed zalaniem. Często nie są nawet podejmowane działania, których celem jest zbadanie obszarów przeznaczonych pod zalanie pod względem występującego na nich dziedzictwa kulturowego (Głodek 1985; Maik 1996; Zapory a rozwój, 2003).

Podsumowanie

Pod względem budownictwa zapór wodnych poszczególne kontynenty i kraje charakteryzują się ogromnym zróżnicowaniem. W niektórych państwach (głównie leżących w Ameryce Północnej i Europie) zaznacza się tendencja do ograniczenia budowy zapór czy nawet ich likwidacji na rzecz tak zwanej „małej retencji". Świetnym przykładem są Stany Zjednoczone, w których do tej pory zlikwidowano ok. 500 zapór i nie jest planowana żadna nowa budowa tego typu obiektów. Wycofywane z eksploatacji są również zapory w: Kanadzie, Francji, Niemczech, Japonii i Tajlandii. Inaczej sytuacja przedstawia się na kontynencie azjatyckim, afrykańskim i południowoamerykańskim. Tutaj trwa rozwój budownictwa wodnego. Przodują takie kraje, jak: Chiny, Indie, Indonezja, RPA, Zimbabwe (Zapory a rozwój, 2003; Jankowski 2008; Kowalczak 2008).

Utworzone zbiorniki zaporowe stają się integralną częścią środowiska i wywierają na nie ogromny wpływ. Często skala oddziaływania zapory na środowisko jest trudna do przewidzenia, skutki jej istnienia dają znać o sobie czasem dopiero po wielu latach, a wiele z nich nie jest jeszcze dokładnie przebadanych. Ostatnie lata przyniosły coraz więcej opinii przeciwko funkcjonowaniu i budo-

wie zapór. Obiekty te wpływają nieraz bardzo negatywnie na środowisko zarówno rzeki jak i całego regionu, a ich oddziaływanie jest tym większe im większa jest wybudowana zapora. Niekorzystnych oddziaływań jest wiele. Zmianie ulega reżim hydrologiczny rzeki, naruszona jest jej ciągłość, ginie wiele gatunków organizmów nieprzygotowanych na tak gwałtowne zmiany. Istnienie zbiornika narusza ruch rumowiska, które osadza się przed zaporą mogąc doprowadzić do całkowitego zasypania zbiornika. Budowa zapory oznacza też przymus przesiedlenia ludności, utratę cennych krajobrazów i zabytków. Często zakładane w planach korzyści z powstałych zbiorników nie spełniają się, a koszty budowy i późniejszego utrzymania bywają ogromne.

Mimo wszystkich negatywnych i nieodwracalnych zmian zapory funkcjonują i będą budowane w przyszłości. Spowodowane to jest rosnącym zapotrzebowaniem na słodką wodę, energię elektryczną, nawodnienia, wciąż zwiększającej się populacji ludzkiej.

Literatura

Absalon D., Matysik M., Ruman M., 2011: Location, hydrological conditions and factors influencing water quality of Goczałkowice Reservoir and its catchment [in] Marszelewski W., (ed.) Anthropogenic and natural transformations of lakes. Vol. 5, PTLim, UMK, Toruń, s. 7–15.

Biswas A. K., 1978: Historia hydrologii. PWN, Warszawa. s. 14–20.

Bosley D. i in., 1994: USA. Zachód. Wyd. Pascal, Bielsko-Biała, s. 337, 349–350.

Bożek J. (red. wyd. pol.), 2003: Zapory a rozwój. Nowe wytyczne dla podejmowania decyzji. Raport Światowej Komisji Zapór Wodnych. Klub Gaja, Bielsko-Biała, 405 s.

Burckhardt A., 2002: Mur przez wodę. [w:] „Polityka", nr 9. Wyd. POLITYKA Spółdzielnia Pracy, Warszawa, s. 40–43.

Chmielewska J., Jankowski W., 2008: Niektóre problemy budowy i wykorzystania zbiorników wodnych. [w:] „Gospodarka wodna" nr 8. Wyd. SIGMA-NOT, Warszawa, s. 323–327.

Chudy Ł., 2003: Zapora Trzech Przełomów na Jangcy. [w:] „Gazeta Obserwatora IMGW", nr. 4. Wyd. IMGW, Warszawa, s. 27.

Czaya E., 1987: Rzeki kuli ziemskiej. PWN, Warszawa, s. 227–271.

De Fabianis, V. M. (red.), 2006: Wielkie rzeki świata. Wyd. Pascal, Bielsko-Biała, s. 230––238, 291.

Depczyński W., Szamowski A., 1999: Budowle i zbiorniki wodne. Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa, 230 s.

Długosz Z. (red.), 2005: Encyklopedia Geograficzno-Turystyczna. Ameryka Północna i Środkowa. Tom III. Wyd. SMS, Bochnia-Kraków, s. 124, 150, 214–215.

Falkowski J., Kostrowicki J., 2001: Geografia rolnictwa świata. PWN, Warszawa, s. 476.

Głodek J., 1985: Jeziora zaporowe świata. PWN, Warszawa, 174 s.

Golonka E., Hrabowski W., 1991: *Itaipu*. [w:] „Gospodarka wodna" nr 5. Wyd. SIGMA-NOT, Warszawa, s. 115–117.

Groch J., Mydel R. (red.), 1999: *Przeglądowy atlas świata. Australazja, Antarktyka.* Wyd. Fogra, Kraków, s. 69–70, 74–75, 229–230.

Jelonek A., Plit F., 1996: *Encyklopedia Geograficzna Świata. Afryka*. Wyd. Opress. Kraków, s. 194–195.

Jelonek A., Soja M. (red.), 1996: *Encyklopedia Geograficzna Świata. Ameryka Północna.* Wyd. Opress, Kraków, s. 53–54, 154–155.

Kasza H., 2009: *Zbiorniki zaporowe. Znaczenie-eutrofizacja-ochrona.* Akademia Techniczno-Humanistyczna w Bielsku-Białej, 366 s.

Kądziołka J. i in., 2011: *Świat w liczbach: 2011*. WSiP, Warszawa, s. 37.

Kowalczak P., 2008: *Zagrożenia związane z deficytem wody.* Wydawnictwo Kurpisz, Poznań, s. 107–125.

Kupczyk E., Jankowski A.T., 2002: Przedmowa. [w:] „Obieg wody w zmieniającym się środowisku". Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach. Nr 7 (2002). Kielce, s. 11–12

Lambor J., 1962: *Gospodarka wodna na zbiornikach retencyjnych.* Wydawnictwo Arkady, Warszawa, s. 227–236.

Lehner, B., R-Liermann, C., Revenga, C., Vörösmarty, C., Fekete, B., Crouzet, P., Döll, P. et al., 2008: High resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river flow management. Frontiers in Ecology and the Environment. Source: GWSP Digital Water Atlas. Map 81: GRanD Database (V1.0). Available online at http://atlas.gwsp.org.

Lyon J. i in., 1998: Ameryka Południowa. Cz. 2. Wyd. Pascal, Bielsko-Biała, s.518.

Maik W., 1996: *ABC Świat. Afryka.* Wyd. Kurpisz, Poznań, s. 115, 341–344.

Maik W., 1996: *ABC Świat. Afryka.* Wyd. Kurpisz, Poznań, s. 341–344.

Maik W., 2002: *ABC Świat. Ameryka Południowa.* Wyd. Kurpisz, Poznań, s. 376.

Papirblat S., 1995: *Twój przewodnik Michael's. Szwajcaria.* Wyd. Europa, Wrocław, s. 265.

Richardson D. i in., 2009: *Podróże z pasją. Egipt.* Wyd. Global PWN, Warszawa, s. 480–486.

Ruman M., 2011: *Uwarunkowania i skutki zmian właściwości fizyko-chemicznych wód zbiornika Turawskiego.* Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 67–68.

Rzętała M., 2008: *Funkcjonowanie zbiorników wodnych oraz przebieg procesów limnicznych w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie regionu górnośląskiego.* Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, s.25, 120.

Sobkowiak L., 2009: *Wezbrania rzeki Jangcy w Kotlinie Syczuańskiej i odcinku Trzech Przełomów.* Wydawnictwo Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, Poznań, s. 7–22, 103–109.

Szczerbowski J. A., 1993: *Rybactwo śródlądowe*. Instytut Rybactwa Śródlądowego im. Stanisława Sakowicza, Olsztyn, s. 32–38, 349–350.

Szoszkiewicz A., 1997: *Trzy Przełomy.* [w:] „Wprost", nr. 51. Wyd. Agencja Wydawniczo-Reklamowa WPROST, Warszawa, s. 100–102.

Warcholak P., Winter J., 2007: *Chiny Trzech Przełomów.* [w:] „Gospodarka wodna", nr. 1. Wyd. SIGMA-NOT, Warszawa, s. 43–48.

Wójcik P., 1996: *Tama po 30 latach.* [w:] „Środowisko", nr. 12. Wyd. MAXpress, Warszawa, s. 7–9.
Wróbel S., 1991: *Wpływ zbiorników zaporowych na rzeki.* [w:] „Aura", nr 1. Wyd. SIGMA-NOT, Warszawa, s. 6–8.
Zaborowska J. (red), 2007: *Podróże marzeń. Parki narodowe USA (Zachód).* Wyd. Mediaprofit, Warszawa, s. 158.
Żurek A., 1993: *Środowisko naturalne i rolnictwo Egiptu.* [w:] „Aura", nr. 9. Wyd. Wyd. SIGMA-NOT, Warszawa, s. 13–15.

Źródła interenetowe

http://atlas.gwsp.org
http://cudaswiata.pl/photos/wysoka_tama_asuanska01.jpg
http://en.wikipedia.org
http://stott.customer.netspace.net.au/pedder.htm
http://www.grande-dixence.ch/energie/hydraulic/switzerland/grande-dixence-altitude-2365.html
http://www.icold-cigb.net/GB/World_register/world_register.asp
http://www.welt.de/multimedia/archive/00294/ManicouaganKraterna_294986p.jpg
http://wyborcza.pl/1,76842,8206127,Kleska_smieciowa_na_Jangcy.html

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Janusz Siwek

Uniwersytet Jagielloński,
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
31–387 Kraków, Gronostajowa 7,
e-mail: j.siwek@uj.edu.pl

ZAWARTOŚĆ AZOTANÓW(V) W WODACH ŹRÓDEŁ NA WYŻYNIE KRAKOWSKO-CZĘSTOCHOWSKIEJ

NITRATE CONCENTRATION IN SPRING-WATER IN KRAKÓW-CZĘSTOCHOWA UPLAND

Streszczenie: Badaniami objęto 123 źródła na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej we wrześniu 2011 r. Stwierdzone stężenia NO_3^- w wodzie źródlanej wynoszą od 2,2 do 62,4 mg dm^{-3}. Wyznaczone tło cząstkowe stężeń azotanów(V) w źródłach zasilanych z jurajskiego zbiornika wód podziemnych (GZWP 326) mieści się w granicach 10,0–35,7 mg dm^{-3}. Porównanie uzyskanych wyników z wcześniejszymi badaniami wskazuje na trwałość zanieczyszczenia wód źródlanych. Rozwój infrastruktury do odprowadzania i oczyszczania ścieków komunalnych na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej nie wpłynął znacząco na stężenie azotanów(V) w skali całej wyżyny, jednakże w niektórych obszarach daje się zauważyć poprawę jakości wód związaną prawdopodobnie z ograniczeniem dostawy zanieczyszczeń w pobliżu źródeł po wprowadzeniu kanalizacji.

Słowa kluczowe: azotany, zanieczyszczenie, wody podziemne, źródło, jakość wód

Summary: The study concerned the concentration of nitrates in water of 123 springs located in The Krakowsko-Częstochowska Upland. The samples of spring water were collected in September 2011. Nitrates concentrations ranged from 2,2 to 62,4 mg dm^{-3}. The hydrochemical background for the nitrate content in spring water was 10,0–35,7 mg dm^{-3}. The comparison of the result with the previous studies on this area indicate the persistence of nitrate pollution of spring water. The development of the infrastructure for collecting and treatment of sewage in rural areas did not clearly reflect in the improvement of spring water quality in the scale of the whole Upland. However, in the local scale some examples of the improvement of spring water quality can be found, which is probably the result of reducing of loads of nitrogen in the surroundings of the springs after the sewerage was built.

Keywords: nitrates, pollution, groundwater, spring, water quality

Wstęp

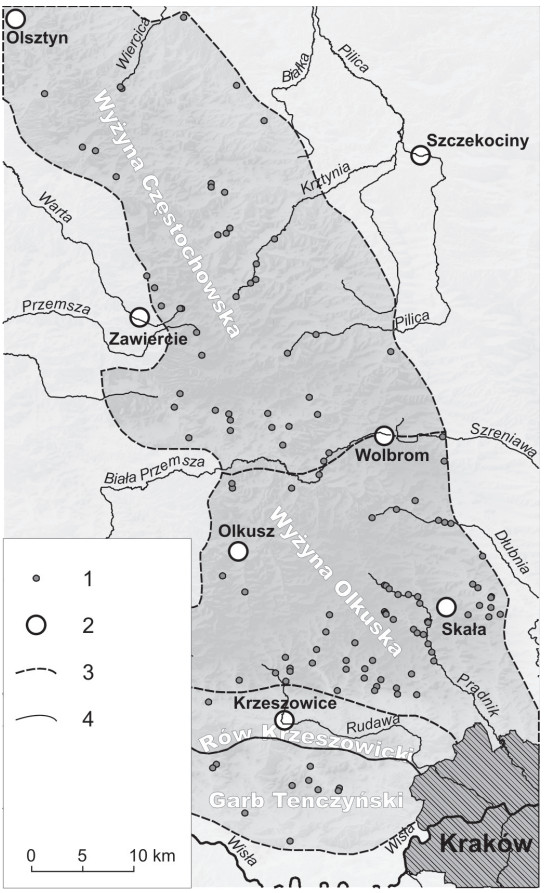
Źródła są jednym z charakterystycznych elementów środowiska przyrodniczego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Wody źródlane na tym obszarze charakteryzują się zwykle prostą strukturą hydrochemiczną, typową dla wód krążących w utworach krasowiejących. Skład chemiczny źródeł kształtowany jest jednak nie tylko przez naturalne procesy hydrogeochemiczne zachodzące w warstwie wodonośnej lecz także przez oddziaływania antropogeniczne zachodzące na obszarze całej zlewni. Utwory wodonośne na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej charakteryzują się z słabą izolacją, a w miejscach wychodni utworów węglanowych – wręcz jej brakiem. Sprzyja to degradacji jakości wód podziemnych co w konsekwencji objawia się także obniżeniem jakości wód źródlanych. Na jakość źródeł mogą znacząco wpływać oddziaływania o charakterze lokalnym, nie mające koniecznie dużego zasięgu regionalnego. Przykładami takich oddziaływań są wysypiska śmieci w niszach źródłanych lub punktowe zrzuty zanieczyszczeń z pobliskich gospodarstw.

Azotany(V) (NO_3^-) są najbardziej rozpowszechnioną z form mineralnego azotu w wodach podziemnych na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Ich obecność w wodzie związana jest przede wszystkim z oddziaływaniami antropogenicznymi tj. nawożeniem mineralnymi nawozami azotowymi oraz gnojowicą oraz przenikaniem do wód podziemnych zanieczyszczeń komunalnych na obszarach wiejskich pozbawionych kanalizacji. W skrajnych przypadkach stężenie azotanów(V) w wodzie może ją dyskwalifikować do wykorzystania dla celów pitnych; w polskim ustawodawstwie jako najwyższe dopuszczalne stężenie azotanów(V) w wodach przeznaczonych dla celów spożywczych przyjęto wartość 50 mg dm^{-3} (*Rozporządzenie Ministra Zdrowia*..., 2007). Jony azotanowe są głównym wskaźnikiem degradacji jakości jurajskiego zbiornika wód podziemnych (Żurek i in. 2010). Pewną rolę w dostawie azotu do zlewni mogą dogrywać także opady atmosferyczne (Hibszer i Krawczyk 2002).

Celem niniejszego opracowania jest ocena zawartości azotanów(V) w wodach źródeł na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Ponadto, na podstawie zestawienia uzyskanych wyników z informacjami zawartymi w literaturze, praca zmierza do określenia tendencji zmian stężeń azotanów oraz wskazania perspektyw poprawy jakości wód źródlanych.

Obszar badań

Badane źródła położone są na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej, w obrębie której wyróżniane są cztery mezoregiony – Garb Tenczyński, Rów Krzeszowicki, Wyżyna Olkuska i Wyżyna Częstochowska (ryc. 1, Kondracki 2001).



Ryc. 1. Lokalizacja badanych źródeł. (1 – źródła; 2 – miejscowości; 3 – granice mezoregionów Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej; 4 – rzeki)

Fig. 1. The location of the studied springs (1 – springs; 2 – localities; 3 – boundaries of sub-regions of Krakowsko-Częstochowska Upland; 4 – rivers)

Większość badanego obszaru zbudowana jest z węgalnowych utworów wieku jurajskiego, przykrytych częściowo lessem oraz osadami rzecznymi, fluwioglacjalnymi i glacjalnymi; obecność miąższych pokryw czwartorzędowych cha-

rakterystyczna jest dla północnej części Wyżyny. Wapienie jurajskie tworzą monoklinę, która wraz z osadami triasu stopniowo zanurza się w kierunku NE pod młodsze utwory kredowe i trzeciorzędowe. W południowo-zachodniej części Wyżyny Olkuskiej, na powierzchni terenu odsłaniają się starsze od jury osady wieku dewońskiego, dolno karbońskiego oraz triasu – najczęściej również węglanowe.

W profilu piętra jurajskiego wyróżniane są trzy poziomy wodonośne: jury górnej, środkowej i dolnej, przy czym ze względu na swoją powierzchnię i zasobność największe znaczenie ma zbiornik górnojurajski, o charakterze szczelinowo-porowo-krasowym. Zbiornik ten (GZWP 326 „Częstochowa Wchód") zasila liczne źródła krasowe występujące najczęściej w dnach głęboko wciętych dolin. Zagrożeniu jakości wód podziemnych zbiornika jurajskiego sprzyja sieć pionowych spękań i szczelin w systemie krasowym oraz słaba izolacja (Różkowski 1996). Jedynie część zanieczyszczeń jest zatrzymywana w strefie aeracji (Goc i in. 2000, Motyka i in. 2002). Część źródeł, m.in w zlewniach Racławki i Eliaszówki, wypływa ze skał karbońskich, przy czym zasilanie samego zbiornika w wapieniach karbońskich może odbywać się częściowo za pośrednictwem nadległych utworów jurajskich. Rów Krzeszowicki stanowi zapadlisko tektoniczne wypełnione osadami mioceńskimi (iły, gipsy). Czwartorzędowe piętro wodonośne tworzą plejstoceńskie i holoceńskie piaski i żwiry z wkładkami słabo przepuszczalnych utworów gliniasto-ilastych.

Badane źródła należą do grupy 246 wypływów na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej, które badaniami objęte są od lat 70. XX w. Dokumentację fizjograficzną tych źródeł sporządziła Dynowska (1983), dokumentując – poza ogólną charakterystyką – także wybrane cechy fizyczne i chemiczne wód źródlanych. Analizę porównawczą przemian jakim podlegały źródła w ciągu ostatnich trzech dekad XX w. przeprowadził Chełmicki (red. 2001). Badania te dotyczyły także antropogenicznych przekształceń wód źródlanych. Badanie te wykazały znaczne zanieczyszczenie azotanami wód źródeł jurajskich. Pochodzenie azotanów(V) w wodach podziemnych utworów jurajskich na Wyżynie wiązane jest najczęściej z rolnictwem oraz nieuregulowaną gospodarką wodno-ściekową wielu obszarów wiejskich (Różkowski 1996; Tyc 1997; Tyc 2001; Chełmicki i Siwek 2001; Ciszewski, Siwek i Żelazny 2004; Siwek i Chełmicki 2004; Siwek 2004;). Często jednak stężenia azotanów(V) w źródłach są znacząco wyższe niż w obrębie całego zbiornika wód podziemnych, co jest wiązane z wpływem lokalnych ognisk zanieczyszczeń znajdujących się w pobliżu wypływu (Chełmicki i in. 2001, Siwek 2001, Galas 2005, Baścik, Chełmicki i Siwek 2008). Z kolei Żurek i in. (2010) stwierdzając wyższe stężenia azotanów w odwiertach niż w źródłach uznała, iż głębokie wody o długim czasie krążenia zawierają zanieczyszczenia wprowadzone do warstwy

wodonośnej przed końcem lat 80. XX w., związane ze znacznie większym niż współcześnie nawożeniem.

Metoda i okres badań

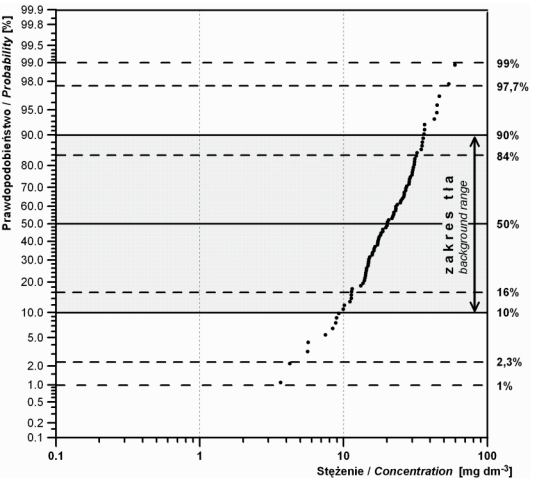
W niniejszym opracowaniu uwzględniono wyniki oznaczeń azotanów(V) w wodach 123 źródeł na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Z każdego ze źródeł próbkę wody pobrano jednokrotnie w czasie kartowania terenowego prowadzonego od 1 do 28 września 2011 r. Okres, w którym przeprowadzono pobór prób odznaczał się niewielką ilością opadów. Miesięczna suma opadów w Krakowie we wrześniu 2011 r. nie przekraczała 15 mm. W miesiącu poprzedzającym kartowanie suma opadów w Krakowie wyniosła 73 mm, przy czym występowały one głównie w pierwszej dekadzie. Znacznymi sumami opadów odznaczał się lipiec 2011 r. (186 mm). Według *Rocznika hydrogeologicznego* (Kazimierski 2012) rok 2011 charakteryzował się w Polsce stanami wód podziemnych wyższymi niż średnia w wieloleciu 1991–2005, o czym zdecydowało znaczne zasilanie zbiorników w roku poprzedzającym (tj. 2010), przy czym w ciągu roku 2011 następowało stopniowe obniżanie się zwierciadła wód podziemnych.

Oznaczenia stężeń azotanów(V) wykonano metodą chromatografii jonowej przy użyciu aparatury DIONEX typ ICS-2000 w Laboratorium Hydrochemicznym IGiGP UJ. Limit detekcji wykonanych oznaczeń wynosi 0,025 mg dm^{-3} NO_3^-.

Zawartość azotanów

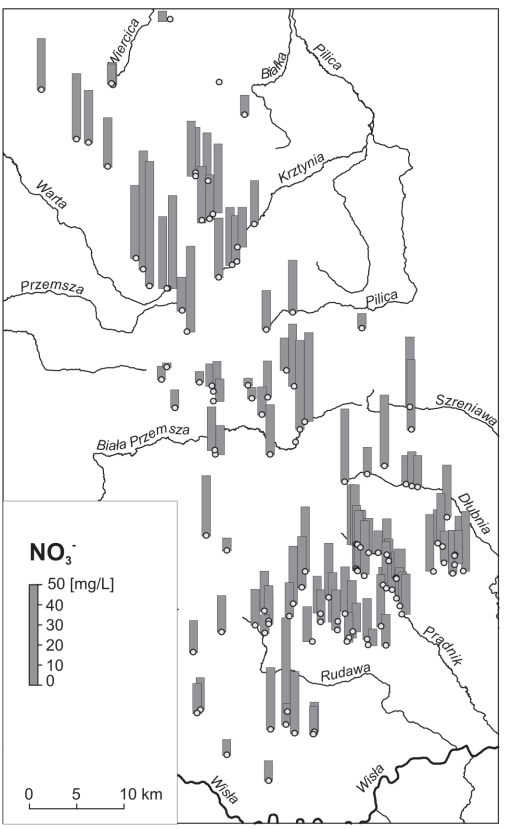
Badane źródła odznaczały się wodami o średnim stężeniu azotanów 21,6 mg dm^{-3}, mieszcząc się w zakresie od 2,2 do 62,4 mg dm^{-3}. Jedynie w trzech przypadkach stwierdzono przekroczenie zawartości dopuszczalnej w wodach przeznaczonych do spożycia przez ludzi. Cząstkowe tło hydrochemiczne stężeń azotanów(V), rozumiane jako zakres między pierwszym a dziewiątym decylem rozkładu empirycznego (Macioszczyk, Dobrzyński 2002), w źródłach zasilanych z jurajskiego zbiornika wód podziemnych (n=93) odpowiadała zakresowi od 10,0 do 35,7 mg dm^{-3} (ryc. 2). Zbliżony zakres tła cząstkowego (9,2–35,2 mg dm^{-3}, n=123) charakterystyczny były w badanym okresie dla źródeł na całej Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej.

Zróżnicowanie przestrzenne stężeń azotanów nie było duże. Podwyższone stężenia azotanów(V) stwierdzano częściej w północnej części Wyżyny (ryc. 3) niż w południowej. Przeciętna wartość stężenia stwierdzana w źródłach w ob-



Ryc. 2. Tło hydrochemiczne NO3- w wodach źródeł zasilanych z jurajskiego zbiornika wód podziemnych (GZWP 326).

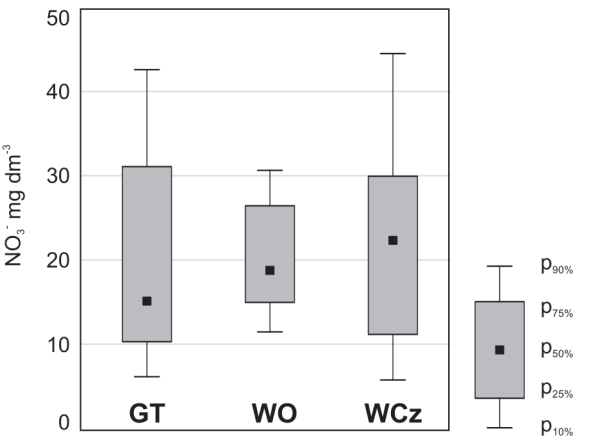
Fig. 2. The hydrochemical background of nitrate concentration springs supplied from Jurassic aquifer (Major Groundwater Basin no 326)



Ryc. 3. Stężenie NO3- w wodach źródeł we wrześniu 2011 r.

Fig. 3. Nitrate concentration in spring water in September 2011.

rębie Garbu Tenczyńskiego (15,0 mg dm^{-3}), stanowiącego południowy kraniec Wyżyny, była wyraźnie niższa niż w położonej w części północnej Wyżynie Częstochowskiej (22,2 mg dm^{-3}). Oba wymienione mezoregiony odznaczały się znacznym zróżnicowaniem zawartości azotanów(V) w źródłach. Z kolei najmniejszym zróżnicowaniem stężeń odznaczały się źródła w obrębie Wyżyny Olkuskiej (ryc. 4).



Ryc. 4. Percentyle rozkładu stężeń NO3- w wodach źródlanych w mezoregionach Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej
(GT – Garb Tenczyński, WO – Wyżyna Olkuska, WCz – Wyżyna Częstochowska)

Fig. 4. Precentiles of distribution of nitrate concentration in spring water in sub-regions of Krakowsko-Częstochowska Upland
(GT –Tenczyński Ridge, WO –Olkuska Upland, WCz –Częstochowska Upland)

Dyskusja

Stwierdzona zawartość azotanów(V) w wodzie źródlanej jest zbliżona do wartości podawanych w literaturze, odnoszącej się do okresu od lat 60. XX w. do pierwszej dekady XXI w. Pozwala to sądzić, że nie zauważa się obecnie wyraźnej tendencji poprawy jakości wód źródlanych, w skali całej Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

Badania przeprowadzone przez Żurek i in. (2010) wskazują, że w rejonie Olkuskim poziom stężeń azotanów(V) w źródłach zasilanych z piętra jurajskiego nie uległ zasadniczej zmianie od lat 60. lat XX w. Jakkolwiek w latach 1995–2008 w niektórych ujęciach wód podziemnych udało się stwierdzić słabe trendy spad-

kowe stężeń azotanów(V), to tendencji tej nie udało się potwierdzić w odniesieniu do wód źródlanych w latach 2001–2008. Według Różkowskiego (1996) tło hydrogeochemiczne poziomu jurajskiego w dolinkach krakowskich zmieniało się w latach 70. i 80 XX w. z poziomu 0,4–35 mg dm^{-3} do 2,2–30,8 mg dm^{-3}, przy czym wyższe stężenia azotanów odnotowywano w latach wilgotnych niż suchych.

W badaniach Chełmickiego z lat 1999–2000 (Chełmicki i in. 2001) zakres stwierdzanych stężeń w wodach źródeł w zlewniach na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej wynosił od 0,5 do 80 mg dm^{-3}. Średnie stężenie NO_3^- w źródeł na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej wyniosło wtedy 22,8 mg dm^{-3}, czyli nieznacznie więcej niż obecnie. Na podstawie badań przeprowadzonych w 2011 r. można stwierdzić jednak, iż lokalnie zaznaczyło się pewne polepszenie jakości wód źródlanych – np. w zlewni Prądnika, Rudawy (Wyżyna Olkuska) oraz Sanki (Garb Tenczyński). Ponieważ czas migracji wód w obrębie zbiornika jurajskiego może dochodzić nawet do 130 lat (Różkowski 1996) trudno uzyskane różnice wiązać jednoznacznie ze zmianą stopnia antropopresji na środowisko wodne na badanym obszarze w ciągu ostatnich 10 lat. Niewątpliwie potencjalne oddziaływanie wsi, w których powstała nowa infrastruktura kanalizacyjna wraz z oczyszczalniami ścieków jest mniejsze. Według GUS (Bank Danych Lokalnych) w opisywanym regionie odsetek mieszkańców wsi podłączonych do kanalizacji i oczyszczalni ścieków wzrósł pierwszej dekadzie XXI w. z poziomu ok. 13% do ok. 27%. W niektórych gminach wzrost ten następował z poziomu całkowitego braku kanalizacji, tak jak np. w gminie Sułoszowa, gdzie odsetek osób podłączonych do kanalizacji wzrósł w latach 2003–2010 z poziomu 0,0% do 26,3%. Fakt budowy kanalizacji powinien mieć swoje odzwierciedlenie w zmniejszeniu zawartości azotanów w tych źródłach, w których ich obecność wynikała dawniej w znacznej mierze z dostawy zanieczyszczeń pochodzących z nieszczelnych szamb i dołów chłonnych.

Na istotną rolę lokalnych ognisk zanieczyszczeń na obszarach o różnym użytkowaniu ziemi zwracali uwagę m.in. Galas (2005) oraz Baścik i in. (2008). Średnie stężenia azotanów(V) w wodach źródeł jurajskich w obszarach wiejskich może być nawet blisko dwukrotnie większa niż na obszarach leśnych. W latach 1999–2001 średnie stężenie azotanów(V) w jurajskich źródłach w obrębie wsi wynosiło 30,4, mg dm^{-3}, na obszarach użytkowanych rolniczo – 25,6 mg dm^{-3} a w obszarach leśnych 17,9 mg dm^{-3} (Baścik i in. 2008). Cząstkowe tła hydrochemiczne azotanów(V) w wodach podziemnych wynoszą od 4–10 mg dm^{-3} w obszarach leśnych lub zugorowanych do 17–36 mg dm^{-3} w obszarach o znacznym stopniu zabudowy w strefie zasilania (Żurek 2010). W związku ze zmniejszającą się powierzchnią upraw rolnych od lat 90. XX w. oraz zmniejszaniem się ilo-

ści stosowanych w rolnictwie nawozów, potencjalny wpływ działalności rolniczej na chemizm wód Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej maleje. Należy jednak zwrócić uwagę, iż wyraźny trend spadkowy ilości stosowanych nawozów dotyczy jedynie województwa małopolskiego. W województwie śląskim w pierwszej dekadzie XXI w. ilość stosowanych nawozów wzrosła (tab. 1).

Tabela 1. Roczne zużycie nawozów azotowych w województwach małopolskim i śląskim w latach 2002–2009 w przeliczeniu na czysty składnik N kg ha^{-1} (na podst. Bank Danych Lokalnych GUS)

Table 1. Yearly consumption of nitrate fertilizers in Małopolskie and Śląskie voivodships in 2002–2009 in terms of pure ingredient N kg ha^{-1} (Database of Regions MSO)

województwo	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
małopolskie	35,1	37,5	40,2	43,5	37,8	34,1	32,3	29,7
śląskie	35,9	39,9	43,5	45,6	49,9	57,9	62,4	58,0

W skali całej Wyżyny stwierdzone różnice między wynikami uzyskanymi w poszczególnych latach są na tyle małe, że można je przypisywać także różnym warunkom hydrometeorologicznym, z którymi wiąże się z jednej strony możliwość rozcieńczania zanieczyszczeń w obrębie warstwy wodonośnej (Żurek i in. 2010), jak i możliwość transportu zanieczyszczeń z powierzchni terenu w głąb systemu krasowego (Różkowski 1996, Tyc 1997).

Podsumowanie

Przeprowadzone badania wskazują, że zanieczyszczenie źródeł jurajskich na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej azotanami(V) ma charakter powszechny i trwały. O ile lokalnie daje się zauważyć poprawę jakości wód, to proces ten nie ma obecnie zasięgu regionalnego. Zróżnicowanie przestrzenne stężeń azotanów w wodach źródeł na Wyżynie jest uwarunkowane przede wszystkim czynnikami lokalnymi, związanymi z dostawą zanieczyszczeń z obszarów zabudowy wiejskiej. Rozwój infrastruktury służącej do oczyszczania ścieków komunalnych może w krótkim czasie wpłynąć na zmniejszenie obserwowanych wcześniej wysokich stężeń azotanów(V) w źródłach położonych na terenie wsi. Jednakże, trwała i wyraźna poprawa jakości źródeł wymaga zarówno czasu na potrzebnego na wymianę wód w obrębie zbiornika wód podziemnych jak również trwałej tendencji zmniejszenia dostawy zanieczyszczeń z powierzchni zlewni.

Obserwowane tendencje w ilości stosowanych nawozów azotowych nie pozwalają jednoznacznie stwierdzić, że w badanym obszarze wpływ rolnictwa na chemizm wód podziemnych wyraźnie zmaleje. Następujący w ostatnich latach rozwój kanalizacji i oczyszczalni ścieków skłania jednak do umiarkowanego optymizmu w prognozowaniu zawartości azotanów(V) w wodach źródlanych najbliższych latach.

Badania przeprowadzono w ramach projektu badawczego finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki pt „Przyrodnicze i antropogeniczne przemiany źródeł Wyżyn Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej oraz ich rola w krajobrazie naturalnym i kulturowym" (N N305 0236406).

Literatura

Bank Danych Lokalnych, http://www.stat.gov.pl/bdl, Główny Urząd Statystyczny.

Baścik M., Chełmicki W., Siwek J., 2008, Les sources comme indicateurs de la qualite de l'environnment en Pologne, [w:] L'apres developpement durable. Espaces, Nature, Culture et Qualite, Ellipses, Paris: 267–276.

Chełmicki W. (red.), Baścik M., Korska A., Pociask-Karteczka J., Siwek J., 2001, Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej. Zmiany w latach 1973–2000, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków.

Chełmicki W., Siwek J., 2001, Natural and anthropogenic factors controlling spring water quality in the southern part of the Małopolska Upland (southern Poland), [w:] Gehrels H. et. al, Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics, IAHS Publ., 269: 317–322.

Ciszewski D., Siwek J., Żelazny M., 2004, Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania chemizmu wód wybranych źródeł na Wyżynie Śląskiej i Małopolskiej, [w:] Partyka J. (red.) Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, t. 1, OPN, Ojców: 109–116.

Dynowska I., 1983, Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej, Studia Ośr. Dokum. Fizjogr., 9, PAN Oddz. w Krakowie, Kraków.

Galas J., 2005, Human impact on physical and chemical properties of springs from Cracow – Częstochowa Upland (Southern Poland), Polish Journal of Ecology, 53(3): 329–341.

Goc, P., Górny, A., Klojzy-Karczmarczyk, B. i Motyka, J., 2000, Azotany w wodach jaskiń południowej części Wyżyny Krakowskiej, Kras i Speleologia, 10: 67–83.

Hibszer B, Krawczyk W.E., 2002, Zanieczyszczenia chemiczne wybranych źródeł w dolinie Prądnika i Sąspówki (Ojcowski Park Narodowy), [w:] Rubin H, Rubin K., Witkowski A.J., Jakość i podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie, Prace Wydz. Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec: 53–62.

Kazimierski B. (red.), 2012, Rocznik Hydrogeologiczny PSH. Rok Hydrologiczny 2011, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kondracki J., 2001, Geografia regionalna Polski, PWN, Warszawa.
Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2002, Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
Motyka J., Różkowski K., Sikora W., Goc W., 2002, Wpływ strefy aeracji wapieni jury górnej na skład chemiczny wód podziemnych w Ojcowskim Parku Narodowym, Biul. Państw. Inst. Geol., 404: 123–144.
Różkowski J., 1996, Przeobrażenia składu chemicznego wód krasowych południowej części Wyżyny Krakowskiej (zlewnia Rudawy i Prądnika), Kras i Speleol., nr spec. 1, UŚ, Katowice.
Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 29 marca 2007 r. w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi, 2007, Dz.U. 2007 nr 61 poz. 417.
Siwek J., 2001, Wpływ antropopresji na zawartość związków azotu i fosforu w źródłach zlewni Prądnika, Dłubni i Szreniawy, [w:] German K., Balon J. (red.), Przemiany środowiska a jego funkcjonowanie, Problemy ekologii krajobrazu, 10: 397–402.
Siwek J., 2004, Źródła w zlewniach Prądnika, Dłubni i Szreniawy. Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania jakości wód, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków.
Siwek J., Chełmicki W., 2004, Geology and land-use related pattern of spring water quality. Case study from the catchements of the Malopolska Upland (S. Poland), Geologica Acta, 2(2): 167–174.
Tyc A., 1997, Wpływ antropopresji na procesy krasowe Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na przykładzie obszaru Olkusz-Zawiercie, Kras i Speleol., nr spec. 2, UŚ, Katowice.
Tyc A., 2001, Badania krenologiczne na terenie gmin Klucze i Wolbrom w granicach Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych Województwa Małopolskiego, [w:] Partyka J. (red.), Badania naukowe w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Ojcowski Park Narodowy, Ojców: 111–114.
Żurek A., Czop M., Motyka J., 2010, Azotany w wodach jurajskiego piętra wodonośnego w rejonie Olkusza, Geologia – Kwartalnik AGH, 36(1): 109–134.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Urszula Somorowska, Izabela Piętka

Uniwersytet Warszawski,
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Zakład Hydrologii,
Krakowskie Przedmieście 30, 00–927 Warszawa,
e-mail: usomorow@uw.edu.pl; i.pietka@uw.edu.pl

PROJEKCJA ZMIAN USTROJU HYDROLOGICZNEGO W SKALI ZLEWNI W WARUNKACH FLUKTUACJI KLIMATYCZNYCH

PROJECTION OF CHANGES OF HYDROLOGICAL REGIME UNDER THE CONDITIONS OF CLIMATE FLUCTUATION

Streszczenie: Przedmiotem badań są zmiany ustroju hydrologicznego nizinnej rzeki Liwiec, lewego dopływu Bugu, w warunkach fluktuacji klimatycznych. Detekcji hipotetycznych zmian ustroju hydrologicznego dokonano na podstawie symulacji przepływów z wykorzystaniem konceptualnego modelu relacji opad-odpływ. Wejściem do modelu są zmienne meteorologiczne pozyskane z regionalnego modelu klimatycznego, według scenariusza zmian A1B. Porównano wybrane wskaźniki charakteryzujące sezonowość i wielkość zasobów wodnych, obliczone w okresie referencyjnym 1961–2000 oraz w okresie prognostycznym 2021–2060. Uzyskane wyniki dowodzą, że przyszłe zmiany opadu i temperatury powietrza mogą spowodować znaczne obniżenie zasobów wód płynących, szczególnie w okresie lata i późnej jesieni. Przewiduje się, że okres, w którym wystąpią przepływy niskie będzie trwał znacznie dłużej, a minimum letnie występujące w sierpniu pogłębi się istotnie. Analiza maksymalnych rocznych przepływów prawdopodobnych wskazuje, że ryzyko wystąpienia wezbrań nie zwiększy się.

Słowa kluczowe: zmiany klimatu, ustrój hydrologiczny, model HBV

Summary: The objective of this study was to investigate changes in hydrological regime of the lowland Liwiec river, right tributary of Bug river, that are subject to modifications induced by climate fluctuations. Detection of hypothetical changes was conducted based on streamflow simulation using conceptual rainfall-runoff model. Meteorological data acquired from regional climate model according to the A1B scenario were used as an input to the model. Comparison of chosen indexes characterizing seasonality and magnitude of river water resources was done between reference period (1961–2000) and

prognostic period (2021–2060). Results show that future changes in precipitation and temperature may cause significant decrease in water resources, especially during summer and late autumn. It is foreseen that period of low flows will last much longer and reduction of summer flows will appear. Analysis of maximum probable streamflow proofs that flood risk will not increase.

Key words: climate change, hydrological regime, HBV model

Wprowadzenie i obszar badań

Współcześnie obserwowane zmiany klimatu związane z globalnym ociepleniem oddziałują na środowisko Polski, w tym na środowisko wodne. Są one wynikiem zarówno obiegu energii i materii charakterystycznego dla umiarkowanych szerokości geograficznych, jak również cech środowiska ukształtowanych w przeszłości geologicznej (Starkel i Kundzewicz 2008). Obserwowana jest duża intensywność zjawisk meteorologicznych oraz wywołanych nimi ekstremów hydrologicznych, mających istotne skutki przyrodnicze, ekonomiczne i społeczne. W tej sytuacji niezbędny jest monitoring skali zagrożeń oraz formułowanie szczegółowych prognoz uwzględniających kontekst globalnych zmian klimatu. Nasilanie się tych zjawisk w skali wieloletniej może bowiem prowadzić do zmian ustroju hydrologicznego rzek, a w konsekwencji do zmian w dostępności zasobów wodnych. Dowodzą tego liczne badania dotyczące wpływu zmian klimatu na częstość wezbrań i niżówek. Zarówno w badaniach globalnych, jak i regionalnych, w długoterminowym prognozowaniu ustrojów hydrologicznych stosuje się deterministyczne modele hydrologiczne. Umożliwiają one ciągłe symulacje hydrogramu przepływu, w obecnych i przyszłych warunkach klimatycznych (Soczyńska i Gutry-Korycka 2000). Istotna jest rozdzielczość zmiennych meteorologicznych, stanowiących wejście do tych modeli. Decyduje ona bowiem o dokładności szacunku pola opadu. W makroskali wykorzystywane są globalne modele hydrologiczne, umożliwiające prognozy wielkoobszarowe w stosunkowo dużych dorzeczach (Lehner i in. 2006, Hirabayashi i in. 2008, Sperna Weiland i in. 2012). Natomiast badania w mezoskali dotyczą zlewni rzecznych o powierzchni od kilkuset do kilku tysięcy kilometrów kwadratowych, w których rozdzielczość zmiennych wejścia do modeli hydrologicznych jest większa. Przykładem badań, w których sygnalizowano zmiany ustroju hydrologicznego rzek, są m.in. prace dotyczące Niemiec (Krysanova i in. 2008, Bormann 2009), Słowacji (Hlavcova i in. 2008), Czech (Kliment i in. 2011), jak również Skandynawii (*Krasovskaia* i *Gottschalk 2002). Zmiany ustroju hydrologicznego mogą powodować* konsekwencje ekologiczne. Szczególnie podkreślana jest możliwość wzrostu

temperatur wód rzecznych i zagrożenia życia biologicznego (Gibson i in. 2005, Tisseuil i in. 2012).

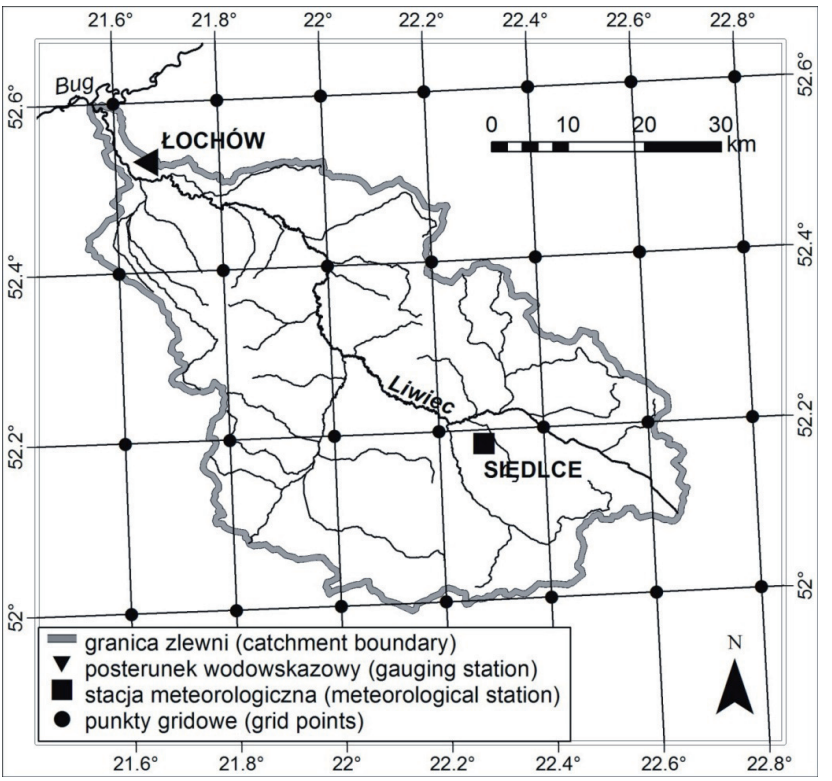
Zjawiska ekstremalne i zdarzenia nadzwyczajne były również przedmiotem badań w środkowej Polsce (Jokiel 2008). Przykładem detekcji zmian reżimu hydrologicznego w skali zlewni są badania przepływu Warty w latach 1822–2005 (Wrzesiński 2010). Wykazano w nich, że najbardziej stabilne cechy reżimu Warty obserwowane są w marcu w okresie wezbrań wiosennych, a największe zmiany przepływu dotyczą niżówki letnio-jesiennej i zimowej. Badania zmian przepływu rzek Polski w drugiej połowie XX. wieku potwierdziły wyraźną zmianę w trendach przepływów w latach 70-tych, kiedy nastąpiła istotna zmiana kierunku trendów z rosnących na malejące (Wrzesiński 2009). W zlewni Liwca w wieloleciu 1951–1980 stwierdzono nieistotny statystycznie trend rosnący średnich rocznych i średnich sezonowych przepływów, natomiast w wieloleciu 1971–2000 trend ten, z wyłączeniem przepływów wiosennych, był malejący. Jest on wypadkową sekwencji lat wilgotnych i suchych, z dominacją malejących przepływów. Na występowanie sekwencji (faz) odpływu wskazuje również analiza odpływu rzecznego przeprowadzona w środkowej Polsce (Jokiel 2004). Wynika z niej, że w latach 1983–1995 zaznaczyły się szczególnie niskie odpływy, z głębokimi niżówkami letnimi i jesiennymi. Wielkoobszarowe badania zmian składowych bilansu wodnego dorzeczy Wisły i Odry w stuleciu 1901–2000 nie pozwoliły jednak na jednoznaczne stwierdzenie wyraźnego wpływu zmian klimatycznych na odpływ rzeczny (Michalczyk i Paszczyk 2011).

Pogłębiający się deficyt wody w obiegu przyrodniczym jest szczególnie odczuwany w pasie nizin środkowopolskich, stwarzając potrzebę oceny zasobów wód płynących. Prognoza zmian klimatycznego bilansu wodnego Polski wskazuje na możliwość zwiększenia deficytu wody w okresie letnim oraz jego częstszego występowania (Szwed i in. 2010). Konieczność ochrony zasobów wodnych oraz wymóg wdrażania strategii dotyczącej przedsięwzięć ograniczających skutki zjawisk ekstremalnych (Kindler i in. 2010) stwarzają potrzebę prowadzenia dalszych szczegółowych badań w różnych skalach geograficznych (Soczyńska i Gutry-Korycka 2000).

Celem niniejszej pracy jest ocena potencjalnych zmian ustroju hydrologicznego nizinnej rzeki Liwiec, lewego dopływu Bugu, w warunkach zmieniającego się klimatu (Ryc. 1). Powierzchnia zlewni zamknięta wodowskazem w Łochowie wynosi 2471 km^2. Badany obszar jest zróżnicowany pod względem geomorfologicznym, a deniwelacja sięga 140 m.

Wstępnym etapem pracy była analiza serii dobowych wartości przepływu Liwca w profilu Łochów w latach 1961–2010. Kolejne etapy objęły kalibrację i weryfikację deterministycznego modelu hydrologicznego relacji opad-odpływ,

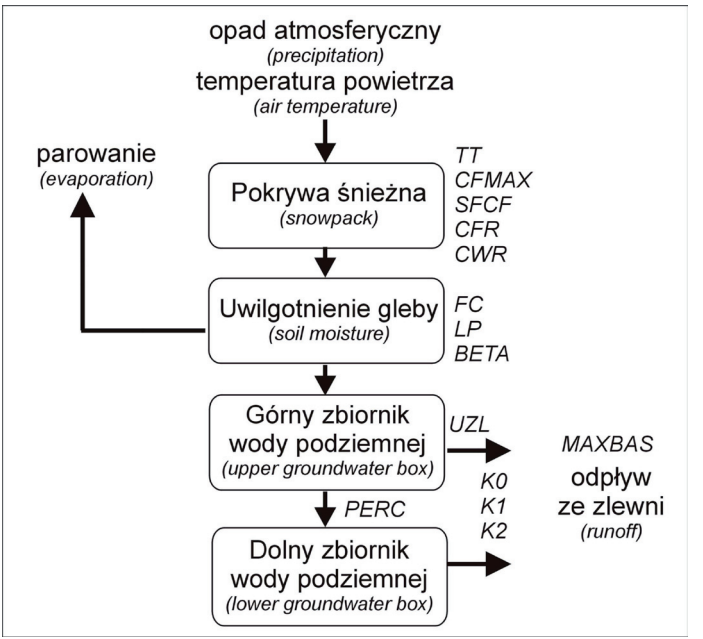
który następnie wykorzystano w symulacji dobowych przepływów w latach 2021–2060. W symulacjach dotyczących przyszłości stosowano zmienne meteorologiczne uzyskane w regionalnym modelu klimatycznym CLM (ang. Climate Limited-area *Model*). Uruchomienia tego modelu były wymuszane przez symulacje pochodzące z globalnego modelu klimatu ECHAM5/MPIOM (Hollweg i in. 2008). Dane zostały przygotowane przez grupę „Model and Data" w Instytucie Meteorologii Maxa Plancka w Hamburgu. Są one dostępne w rozdzielczości przestrzennej 0,20° szer. i dług. geogr. Wykorzystano symulacje temperatury powietrza oraz opadu atmosferycznego w XX. wieku (1961–2000) oraz w XXI. wieku (2021–2060), według scenariusza klimatycznego A1B.



Ryc. 1. Lokalizacja zlewni badawczej wraz z siatką gridową zmiennych meteorologicznych.
Fig. 1. Location of study catchment and grid network of meteorological variables.

Metody badań

Do symulacji hydrogramu przepływu wykorzystano szwedzki model HBV w wersji HBV-light, jako model konceptualny wszechstronnie sprawdzony w hydrologii operacyjnej w wielu krajach (Żelaziński i in. 1998, Seibert 2002). Umożliwia on prognozę odpływu o zasilaniu opadowym, roztopowym i mieszanym oraz prognozę odpływu podziemnego. Składowe procesy obiegu wody opisywane są za pomocą uproszczonych równań matematycznych i zależności empirycznych, a parametry modelu identyfikowane są w procesie optymalizacji. Szczegółowe wyjaśnienie znaczenia poszczególnych parametrów oraz modułów obliczeniowych można znaleźć w materiałach źródłowych (Seibert 1999, 2002). Wejściem do modelu są opad atmosferyczny oraz temperatura powietrza, która umożliwia wydzielenie opadu w formie stałej i ciekłej. Zlewnię symbolizują trzy podsystemy w postaci fikcyjnych zbiorników strefy aeracji, górnego zbiornika wody podziemnej oraz dolnego zbiornika wody podziemnej.



Ryc. 2. Struktura modelu HBV-light . Oznaczenia: TT, CFMAX, SFCF, CFR oraz CWR –parametry podsystemu pokrywy śnieżnej, FC, LP, BETA – parametry podsystemu uwilgotnienia strefy aeracji, PERC, UZL, K0, K1 oraz K2 – parametry zbiorników wód podziemnych i generowania odpływu.

Fig. 2. Structure of the HBV-light model. Symbols: TT, CFMAX, SFCF, CFR and CWR –Parameters of the snowpack sub-system, FC, LP, BETA – parameters of the soil moisture sub-system, PERC, UZL, K0, K1 and K2 – parameters of the groundwater subsystem and runoff generating.

Wejściem do zbiornika strefy aeracji jest opad deszczu lub woda z topniejącego śniegu. Część wody z tego zbiornika odparowuje do atmosfery, pozostała część po przekroczeniu pewnej granicznej wartości pojemności zasila górny zbiornik wody podziemnej. Dolny zbiornik wody podziemnej zasilany jest przez perkolację ze zbiornika górnego. Na podstawie zasobności zbiorników wody podziemnej obliczany jest odpływ. Jest on sumą trzech składowych; dwie składowe odpływu pochodzą z górnego zbiornika, w tym składowa reprezentująca odpływ szybkiej reakcji, natomiast trzecia składowa to odpływ ze zbiornika dolnego. Opisane procesy ujęte są w trzy podstawowe moduły obliczeniowe modelu: moduł pokrywy śnieżnej, moduł uwilgotnienia strefy aeracji oraz moduł generowania odpływu ze zlewni (Ryc. 2). Wyjście z modelu ma charakter skupiony. Stanowią je szeregi czasowe przepływu. Kalibracji parametrów modelu dokonuje się w sposób iteracyjny. Na początku wszystkim parametrom zadaje się wartości średnie lub najbardziej prawdopodobne, nawiązujące do warunków klimatycznych, hydrologicznych i geograficznych (Seibert 1999). Dodatkowo w wersji modelu HBV-light istnieje możliwość obliczenia wartości parametrów procedurą optymalizacyjną Monte Carlo. Polega ona na losowym wielokrotnym doborze parametrów w podanym przez użytkownika zakresie wartości.

Tabela 1. Parametry modelu HBV-light uzyskane w procesie kalibracji.
Table 1. Parameters of the HBV-light model from the calibration process.

Parametr	Zakres wartości	Wartość po kalibracji
TT	-2,5 – 2,5	0,84
CFMAX	1 – 10	7,82
SFCF	0,4 –1	0,93
CFR	0 – 0,1	0,05
CWR	0 – 0,2	0,03
FC	50 – 500	242,44
LP	0,3 – 1	0,63
BETA	1 – 6	3,83
PERC	0 – 6	5,98
UZL	0 – 100	55,00
K0	0,05 – 0,5	0,39
K1	0,01 – 0,4	0,36
K2	0,001 – 0,15	0,14
MAXBAS	1 – 7	6,40

Do kalibracji modelu, spośród lat wielolecia 1961–2010, wybrano przepływy w latach 1966–1971, zmieniające się w szerokim zakresie od 1,4 m^3/s do 211

m^3/s. Jednocześnie jest to okres dużych wahań rocznych sum odpływu, od 86 mm do 246 mm. Taki wybór zagwarantował poprawną kalibrację modelu, by symulacje odtwarzały przepływy zarówno niskie, jak i wysokie. Dobór zestawu parametrów modelu przeprowadzono metodą Monte Carlo w przyjętym zakresie ich zmienności (Tab. 1). Poprawność przeprowadzonej kalibracji została sprawdzona za pomocą współczynnika efektywności modelu R_{eff}:

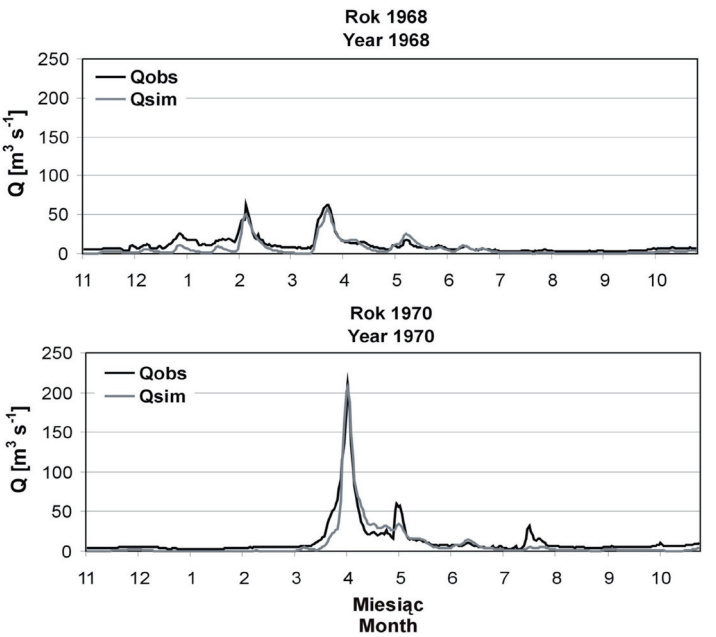
$$R_{eff} = 1 - \frac{\sum (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum (Q_{obs} - \overline{Q}_{obs})^2}$$

oraz współczynnika determinacji R^2:

$$R^2 = \frac{\left(\sum \left(Q_{obs} - \overline{Q}_{obs}\right)\left(Q_{sim} - \overline{Q}_{sim}\right)\right)^2}{\sum \left(Q_{obs} - \overline{Q}_{obs}\right)^2 \sum \left(Q_{sim} - \overline{Q}_{sim}\right)^2}$$

gdzie: Q_{sim} – przepływ symulowany, Q_{obs} – przepływ obserwowany, $\overline{Q}_{obs}$ – średni przepływ obserwowany, $\overline{Q}_{sim}$ – średni przepływ symulowany. Uzyskano wysokie wartości współczynnika efektywności modelu R_{eff} (0,78) oraz współczynnika determinacji R^2 (0,82). Przykładowe hydrogramy przepływu symulowanego i obserwowanego w okresie kalibracji przedstawiono na rysunku 3. Model zweryfikowano na materiale niezależnym, symulując przepływy w latach 1975–1980. Współczynnik efektywności modelu R_{eff} dla okresu weryfikacji wyniósł 0,74, a współczynnik determinacji R^2 – 0,82, co pozwoliło przyjąć, że model wystarczająco dokładnie odtwarza hydrogram przepływu.

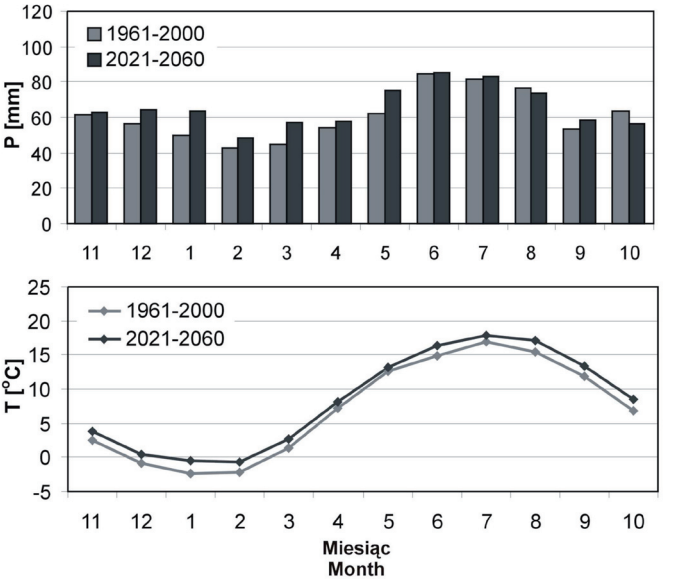
Skalibrowany i zweryfikowany model hydrologiczny posłużył symulacjom przepływu w przyszłych warunkach klimatycznych. Wejściem do modelu były szeregi czasowe dobowych wartości temperatury powietrza oraz opadu atmosferycznego, pochodzące z symulacji regionalnego modelu klimatycznego CLM i udostępnione przez Instytut Maxa Plancka w Hamburgu. Szeregi czasowe utworzone w celu symulacji przepływu w latach 2021–2060 zostały przygotowane na podstawie danych pozyskanych w punktach gridowych, obejmujących zasięgiem obszar zlewni Liwca i jej sąsiedztwa (Ryc. 1). Porównując wartości prognozowanych charakterystyk meteorologicznych okresu 2021–2060 z wartościami obserwowanymi w latach 1961–2000, widoczny jest nieznaczny wzrost sumy opadów w wysokości średnio 55 mm/rok, ale jednocześnie znaczny wzrost temperatury powietrza, średnio rocznie o 1,35°C (Ryc. 4). W półroczu zimowym przewidywany jest wzrost temperatury o 1,37°C, a w półroczu letnim o 1,33°C. Miesiące, w których prawdopodobny jest najwyższy wzrost temperatury to styczeń (o 1,94°C) oraz sierpień (o 1,75°C).



Ryc. 3. Porównanie wybranych obserwowanych i symulowanych przepływów (Q) Liwca w okresie kalibracji modelu.

Fig. 3. Comparison of selected observed and simulated streamflow (Q) in the Liwiec river during the period chosen for the model calibration.

Zmiany ustroju hydrologicznego, które hipotetycznie wystąpią w wieloleciu 2021–2060, oceniono badając średni miesięczny przepływ i odpływ z wielolecia, a także roczne krzywe sumowe odpływu oraz ich zakres zmienności. Ryzyko wystąpienia przepływów maksymalnych oszacowano na podstawie empirycznego i teoretycznego rozkładu prawdopodobieństwa w okresie referencyjnym i prognostycznym. Średni czas trwania przepływów niżówkowych w okresie prognostycznym oszacowano, przyjmując przepływ graniczny niżówki równy wartości średniego niskiego przepływu w okresie referencyjnym.



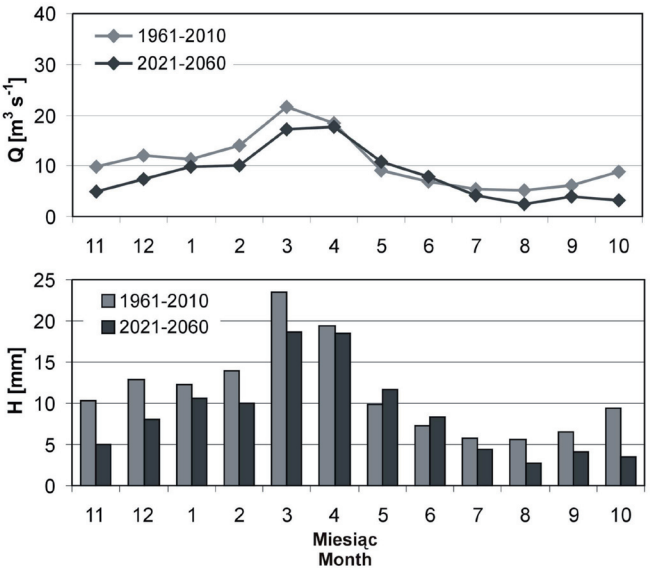
Ryc. 4. Charakterystyki temperatury powietrza i opadu atmosferycznego w zlewni Liwca w okresie referencyjnym (1961–2000), oraz ich prognozowane wartości w przyszłości (2021–2060), według scenariusza A1B.

Fig. 4. Characteristics of air temperature and precipitation in the Liwiec catchment in the reference period (1961–2000), and their expected values in the future (2021–2060), according to the A1B scenario.

Wyniki

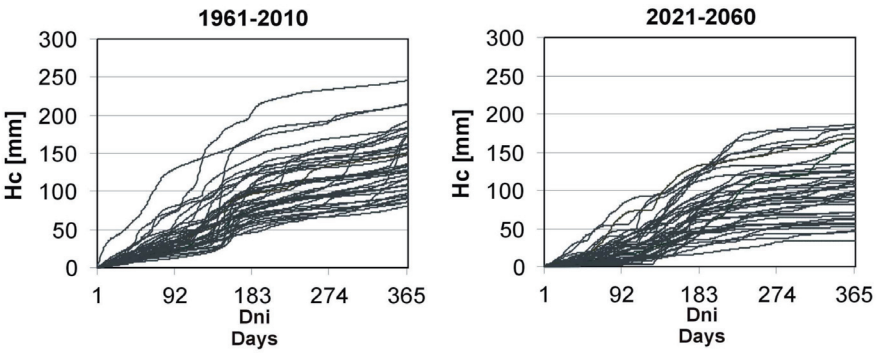
Wartości średnich miesięcznych przepływów oraz odpływu w okresie 2021––2060, obliczone na podstawie wygenerowanych serii dobowych przepływów, przedstawiono na rysunku 5. Średnie miesięczne przepływy w okresie prognozowanym są istotnie niższe od przepływów obserwowanych w okresie referencyjnym i stanowią średnio 75% ich wartości. Tylko w dwóch miesiącach – w maju i w czerwcu – prognozowane przepływy średnie są tego samego rzędu co w okresie obserwacyjnym. Natomiast od sierpnia do listopada można spodziewać się znacznego zmniejszenia przepływów (rzędu 40–60% wartości obserwowanych w latach 1961–2000). Konsekwencją jest niższy o 30mm średni roczny odpływ. Wartości miesięcznego współczynnika zmienności Pardé w marcu w obu okresach wyniosły ponad 200%, co pozwala zaklasyfikować zlewnię do grupy ustrojów śnieżnych silnie wykształconych. Jednakże należy sądzić, że zasoby wód płynących mogą w przyszłości ulec znacznemu zmniejszeniu, nawet o około 25%.

Zakres zmienności odpływu rocznego może zmienić się. W okresie obserwacyjnym 1961–2000 sumy roczne odpływu wahały się w granicach 81–246 mm, natomiast symulowany, prognozowany zakres zmienności mieści się w granicach 38–193 mm (Ryc. 6). Maksymalne roczne przepływy prawdopodobne w okresie



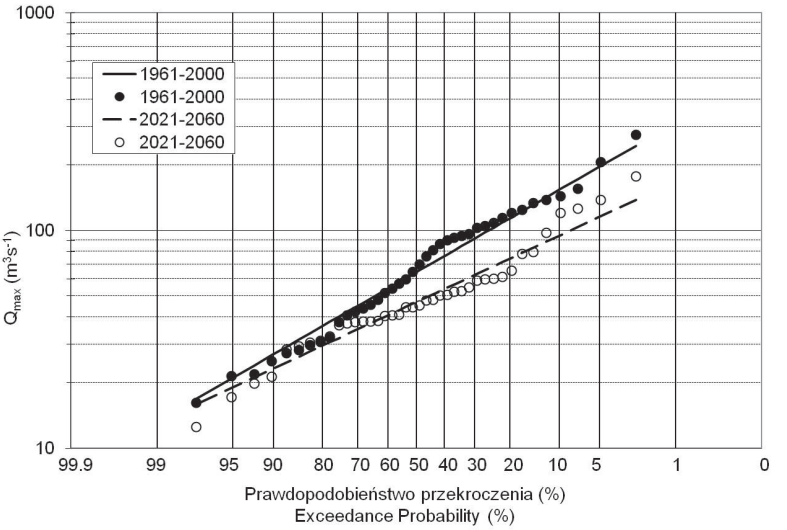
Ryc. 5. Średnie miesięczne przepływy (Q) w okresie referencyjnym 1961–2000 oraz przepływy symulowane w okresie 2021–2060.

Fig. 5. Mean monthly streamflow (Q) in reference period 1961–2000 and simulated streamflow in the period 2021–2060.



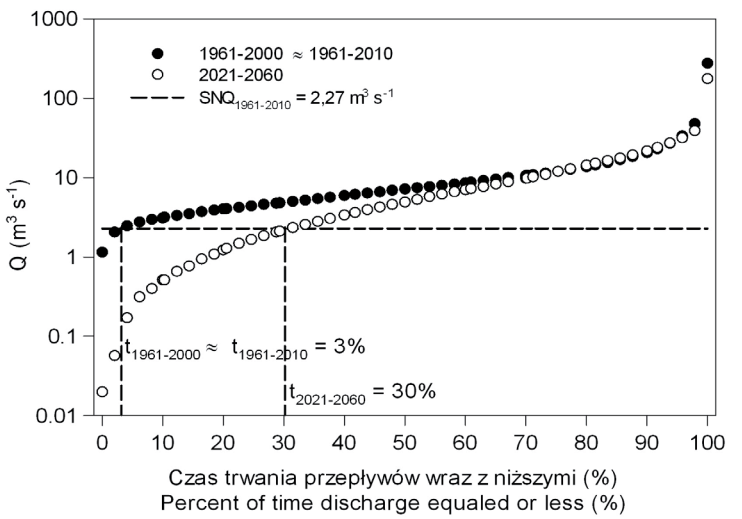
Ryc. 6. Krzywe sumowe dobowego odpływu w okresie referencyjnym (1961–2000) oraz w okresie prognostycznym (2021–2060). Oznaczenia: H_c – odpływ kumulowany (mm).

Fig. 6. Cumulative curves of daily discharge in the reference period 1961–2000 and in the prognostic period (2021–2060). Symbols: H_c – cumulative discharge (mm).



Ryc. 7. Maksymalne roczne przepływy prawdopodobne w okresie referencyjnym (1961–2010) oraz w okresie prognostycznym (2021–2060).

Fig. 7. Maximum annual probable streamflow in the reference period (1961–2010) and in the prognostic period (2021–2060).



Ryc. 8. Krzywe sum czasów trwania (wraz z niższymi) w okresie referencyjnym (1961–2010) oraz w okresie prognostycznym (2021–2060).

Fig. 8. Flow duration curves of less or equal to probability in the reference period (1961–2010) and in the prognostic period (2021–2060).

referencyjnym są wyższe od hipotetycznych wartości oszacowanych w okresie prognostycznym, w pełnym zakresie prawdopodobieństwa przewyższenia (Ryc. 7). Na tej podstawie można sądzić, że w przyszłych warunkach, według przyjętego scenariusza zmian klimatu, nie wzrośnie zagrożenie przepływami maksymalnymi. Natomiast prawdopodobny jest istotny wzrost zagrożenia przepływami niskimi. Przyjmując przepływ graniczny niżówki równy przepływowi średniemu niskiemu z wielolecia 1961–2010 (SNQ=2,27 m^3s^{-1}), szacuje się, że czas trwania przepływów niżówkowych wzrośnie średnio do 3 miesięcy (Ryc. 8).

Podsumowanie

Badania dotyczyły wieloletniej i sezonowej zmienności przepływów Liwca. Weryfikacji poddano tezę o zmianach ustroju hydrologicznego oraz o wzroście zagrożenia ekstremalnymi zjawiskami hydrologicznymi w przyszłych warunkach klimatu.

Uzyskane wyniki wskazują, że w perspektywie najbliższych 50 lat może nastąpić wzrost zagrożenia niżówkami hydrologicznymi i znacznym obniżeniem zasobów wód płynących, szczególnie w okresie lata i późnej jesieni. Przewiduje się, że okres, w którym wystąpią przepływy niskie będzie trwał znacznie dłużej niż obecnie, średnio 3 miesiące w roku, a minimum letnie występujące w sierpniu pogłębi się istotnie. Analiza maksymalnych rocznych przepływów prawdopodobnych wskazuje, że ryzyko wystąpienia wezbrań nie zwiększy się. Należy zatem sądzić, że przypuszczalny wzrost opadu oraz wzrost temperatur powietrza w okresie przyszłym, może prowadzić do wzrostu udziału ewapotranspiracji w bilansie wodnym zlewni, wpływając na zmniejszenie wielkości odpływu.

Zmieniające się składowe bilansu wodnego, wywołane zmianami klimatycznymi, są sygnałem do podejmowania działań adaptacyjnych. Wymagają one prowadzenia dalszych badań obejmujących problematykę ograniczenia zwiększającego się niedoboru wody. Pomocne w tym zakresie mogą być dalsze analizy prowadzone z wykorzystaniem zmiennych meteorologicznych pochodzących z różnych regionalnych modeli klimatycznych, tak by uwzględnić możliwie szerokie spektrum prognozowanych zmian, a tym samym zmniejszyć niepewność projekcji.

Podziękowanie

W pracy wykorzystano dane udostępnione przez World Data Center for Climate (WDCC). Dane zostały przygotowane przez grupę „Model and Data" w Instytucie Meteorologii Maxa Plancka w Hamburgu w Niemczech. Autorzy dziękują anonimowemu recenzentowi za cenne uwagi.

Literatura

Bormann H., 2009, Analysis of possible impacts of climate change on the hydrological regimes of different regions in Germany, Adv. Geosci., 21: 3–11.

Gibson C. A., Meyer J. L., Poff N. L.,. Hay L. E, Georgakakos A., 2005, Flow regime alterations under changing climate in two river basins: Implications for freshwater ecosystems, River Res. Appl., 21(8): 849–864.

Hirabayashi Y., Kanae S., Emori S., Oki T., Kimoto M, 2008, Global projections of changing risks of floods and droughts in a changing climate, Hydrol. Sci. J., 53(4): 754–772.

Hlavcová K., Szolgay J., Kohnová S., Bálint G., 2008, Hydrological scenarios of future seasonal runoff distribution in Central Slovakia, XXIVth Conf. of the Danubian countries: On the hydrological forecasting and hydrological bases of water management, Bled, Slovenia, 2–4 June 2008, IOP Conf. Series: Earth and Env. Science 4(1): 012022, http://ksh.fgg.uni-lj.si/bled2008/cd_2008/.

Hollweg H-D., Böhm U., Fast I., Hennemuth B., Keuler K., Keup-Thiel E., Lautenschlager M., Legutke S., Radtke K., Rockel B., Schubert M., Will A., Michael Woldt M., Wunram C., 2008, Ensemble Simulations over Europe with the Regional Climate Model CLM forced with IPCC AR4 Global Scenarios. Tech. Rep. No. 3.

Jokiel P., 2004, Sezonowa i wieloletnia zmienność elementów bilansu wodnego w środkowej Polsce, [w:] Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku, Wyd. UŁ, Łódź, 81–98.

Jokiel P. (red.), 2008, Zjawiska ekstremalne i zdarzenia nadzwyczajne w środkowej Polsce, Folia Geographica Physica, 8, Wyd. UŁ, Łódź.

Kindler J. i in., 2008, Projekt Narodowej Strategii Gospodarowania Wodami 2030 (z uwzględnieniem etapu 2015), PROEKO CDM Sp. z o.o., Warszawa.

Kliment Z., Matoušková M., Ledvinka O., Královec V., 2011, Trend analysis of rainfall-ronoff regimes in selected headwater areas of the Czech Republic, J. of Hydrology and Hydromechanics, 59 (1): 36–50.

Krasovskaia, I., Gottschalk, L.,2002, River flow regimes in a changing climate, Hydrol. Sci. J. 47(4): 597–609.

Krysanova, V., Vetter, T. & Hattermann, F., 2008, Detection of change in drought frequency in the Elbe basin: comparison of three methods, Hydrol. Sci. J., 53 (3): 519–537.

Lehner B., Döll P., Alcamo J., Henrichs T., Kaspar F., 2006, Estimating the impact of global change on flood and drought risks in Europe: a continental integrated analysis, Climatic Change ,75(3): 273–299.

Michalczyk Z., Paszczyk J., 2011, Changes in components to the water balance in the basins of the Vistula and Odra, 1901–2000, Czas. Geogr., 82(1–2): 49–68.

Seibert J., 1999, Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model, Agric. Forest Meteorol., 98–99: 279–293.

Seibert J., 2002, HBV light version 2, User's manual, Environmental Assessment, SLU, Uppsala, Szwecja.

Soczyńska U., Gutry-Korycka M., 2000, Prognozowanie ustroju hydrologicznego w różnych skalach geograficznych, Prz. Geofiz. 45(3–4): 239–250.

Sperna Weiland F. C., van Beek L. P. H., Kwadijk J. C. J., Bierkens M. F. P., 2012, Global patterns of change in discharge regimes for 2100, Hydrol. Earth Syst. Sci., 16: 1047––1062.

Starkel L., Kundzewicz Z., 2008, Konsekwencje zmian klimatu dla zagospodarowania przestrzennego kraju. Nauka, 1, 85–101.

Szwed M., Karg G., Pińskwar I., Radziejewski M., Graczyk D., Kędziora A., Kundzewicz Z.W., 2010, Climate change and its effect on agriculture, water resources and human health sectors in Poland. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10: 1725–1737.

Tisseuil C., Vrac M., Grenouillet G., Wade A., Gevrey M., Oberdorff T., Grodwohl J.B., Lek S., 2012, Strengthening the link between climate, hydrological and species distribution modelling to assess the impacts of climate change on freshwater biodiversity, Sci. Total Environ., 424: 193–201.

Wrzesiński D., 2009, Tendencje zmian przepływu rzek Polski w drugiej połowie XX wieku,+ Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., 60: 147–162.

Wrzesiński D., 2010, Detekcja zmian reżimu hydrologicznego Warty w profilu Poznania w latach 1822–2005, [w:] Wrzesiński D. (red.), Woda-Środowisko-Zmiany, Odpływ rzeczny i jego regionalne uwarunkowania, Seria: Studia i Prace z Geografii i Geologii, 12, Bogucki Wyd. Nauk. Poznań, 135–152.

Żelaziński J., Pawłowska J., Mierkiewicz M., Kozieł S.R., 1998, Model HBV, jego kalibracja i wykorzystanie w prognozie długoterminowej, [w:] Żelaziński J., Pawłowska J., Mierkiewicz M., Kozieł S.R., 1998, Metody wspomagania optymalnych strategii ograniczających skutki suszy, Materiały Badawcze, Seria Hydrologia i Oceanologia – 24, IMGW, Warszawa, 30–35.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Jacek Szczepiński

Poltegor-projekt Sp. z o.o.,
53–012 ul. Wyścigowa 56f, Wrocław,
e-mail: j.szczepinski@poltegor.pl

WYKORZYSTANIE PROGRAMU MODFLOW W OCENIE WZAJEMNEGO ODDZIAŁYWANIA WÓD PODZIEMNYCH I POWIERZCHNIOWYCH

SIMULATING SURFACE WATER – GROUNDWATER INTERACTION WITH MODFLOW

Streszczenie: W warunkach zachodzących zmian w środowisku, zasadniczego znaczenia nabiera modelowanie systemów krążenia wód w przyrodzie, z jednoczesnym uwzględnieniem zarówno wód podziemnych jak i wód powierzchniowych. W chwili obecnej najczęściej wykorzystywanym programem obliczeniowym filtracji wód podziemnych jest MODFLOW. W standardowych modelach przepływu wód podziemnych, rzeki i jeziora symulowane są warunkami brzegowymi zmiany stanu wód lub wymuszonej i/lub naturalnej zmiany wydatku przepływu. Dzięki modułowej budowie programu MODFLOW, możliwa stała się jego rozbudowa o dodatkowe pakiety obliczeniowe, umożliwiające rozpoznanie charakteru związku wód podziemnych z powierzchniowymi w zmieniającym się środowisku.

Słowa kluczowe: Modflow, wody podziemne, wody powierzchniowe, odwadnianie

Summary: In relation to changes in the environment, modeling of water flow systems while taking into account both groundwater and surface water is of critical importance. At present, the most widely used ground water flow model code is MODFLOW. In standard ground water flow models, rivers and lakes are typically represented by constant head or head-dependent conditions. Due to the modular structure of MODFLOW, it has become possible to add new packages, therefore enabling the identification of surface water – ground water interaction in the changing environment.

Key words: Modflow, surface water, ground water, dewatering

Wprowadzenie

Wzrastająca troska o zasoby i jakość wód wymaga stosowania coraz lepszych i efektywniejszych metod umożliwiających wiarygodną ocenę współdziałania między wodami powierzchniowymi i podziemnymi. Szczególnego znaczenia nabiera to w warunkach zmieniającego się pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych środowiska.

Zarówno w hydrologii jak i hydrogeologii powszechnie wykorzystywane są metody modelowania. Przez model rozumie się układ fizyczny lub opis matematyczny o właściwościach analogicznych (zbliżonych) do właściwości obiektu modelowanego (oryginału), działający analogicznie do oryginału. Model jest więc narzędziem, za pomocą którego można opisać system i jego zachowanie w różnych warunkach wymuszeń (Słownik hydrogeologiczny 2002). W ocenie gospodarowania zasobami wodnymi dominującą rolę odgrywają obecnie modele numeryczne, tj. programy komputerowe pozwalające uzyskać przybliżone rozwiązanie równania matematycznego określonego procesu.

Badania modelowe w zagadnieniach hydrogeologicznych są stosowane w Polsce od połowy lat 60. XX w. (Szczepański 1974). W przeszłości były to modele fizyczne oraz modele analogowe. W chwili obecnej najczęściej wykorzystywanym programem obliczeniowym jest modułowy trójwymiarowy model filtracji wód podziemnych MODFLOW (Harbaugh i McDonald 1996a, 1996b) wraz z późniejszymi jego aktualizacjami, bazujący na metodzie różnic skończonych. O ile pierwsza wersja tego programu z 1984 roku (Harbaugh i McDonald 1984) koncentrowała się przede wszystkim na systemie krążenia wód podziemnych, o tyle nowe moduły obliczeniowe programu MODFLOW stwarzają znacznie większe możliwości symulacji współdziałania pomiędzy wodami powierzchniowymi i podziemnymi, w tym obliczania zmian przepływu i poziomu wód powierzchniowych, wywołanych zmianami w systemie krążenia wód podziemnych.

Metody symulacji wzajemnego oddziaływania wód podziemnych i powierzchniowych

Na modelu numerycznym filtracji wód podziemnych, relacje w ramach systemu wodnego oraz między systemem wodnym i otoczeniem określane są drogą wyznaczania tzw. warunków brzegowych I, II, i III rodzaju. Wody powierzchniowe, które występują w obszarze badań modelowych tj. rzeki oraz sztuczne i naturalne zbiorniki wodne (jeziora), w zależności od ich kontaktu hydraulicznego z warstwą wodonośną odwzorowywane są najczęściej warunkami brzegowy-

mi I (zmiany stanu wód), II (zmiany wydatków przepływu) lub III (wymuszone i/lub naturalne zmiany wydatku przepływu) rodzaju. Właściwa identyfikacja stref drenażowych zbiorników wód podziemnych wraz z rozpoznaniem charakteru związku wód podziemnych z powierzchniowymi, stanowi o wiarygodności wykonywanych badań modelowych filtracji wód podziemnych. Są one równocześnie najtrudniejszymi elementami do weryfikacji w czasie identyfikacji modelu matematycznego (Szczepański 2008).

Cieki powierzchniowe

Oddziaływanie cieków powierzchniowych na wody podziemne, w zależności od przyjętego modelu koncepcyjnego i rozpoznanego charakteru związków między nimi, można symulować warunkami brzegowymi I, II lub III rodzaju na brzegu przyjętego obszaru filtracji (warunki zewnętrzne) lub w jego wnętrzu (warunki zewnętrzne).

Warunek brzegowym I rodzaju (Dirichelta) określa wartość funkcji wysokości hydraulicznej H (położenia zwierciadła wody):

$$H = f(x, y, z, t) \tag{1}$$

Warunkiem tym symulowany może być poziom zwierciadła wody w rzekach, w przypadku bardzo dobrej więzi hydraulicznej z warstwą wodonośną (ryc. 1). W bloku obliczeniowym reprezentującym ciek zadawana jest wysokość zwierciadła wody, która może być wielkością stałą H = const. (dla warunków ustalonych) lub zmieniającą się w czasie H = f(t) (dla warunków nieustalonych). Należy jednak mieć na uwadze, że granica ta reprezentuje nieograniczony zasób wody. System wodonośny może więc drenować lub dostarczać do tej granicy dowolną ilość wód podziemnych, bez wpływu na wysokość hydrauliczną (położenie zwierciadła wody) w bloku reprezentowanym przez ten warunek.

Warunek brzegowy II rodzaju (Neumana) określa wartość przepływu wyrażoną przez pochodną funkcji H w kierunku normalnym do kierunku przepływu wody w warstwie wodonośnej:

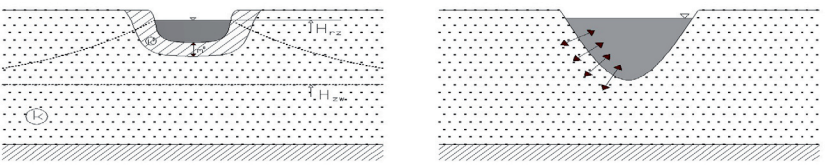
$$Q = \frac{\partial H}{\partial n_{\perp}} = f(x, y, z, t) \tag{2}$$

Ciek może być symulowany warunkiem II rodzaju jeżeli znane są wielkości drenażu lub infiltracji wód podziemnych do cieku. Granica jest wówczas symulowana określeniem przepływu w bloku reprezentującym ciek. W takim wypadku wielkość przepływu między ciekiem a warstwą wodonośną jest niezależna od ci-

śnienia w warstwie wodonośnej. Warunek ten może być stosowany w przypadku cieków, które nie są związane z systemem wodonośnym tj. na przykład górskimi potokami, które docierając do osadów dolinnych infiltrują w warstwę wodonośną (Reilly 2001). Warunek ten można również wykorzystać w modelu rozwiązującym warunki ustalone przepływu wód podziemnych, ale tylko w przypadku posiadania dokładnych danych o oddziaływaniu cieku na warstwę wodonośną i gdy nie przewiduje się dodatkowych obliczeń związanych z prognozowaniem zmian warunków brzegowych.

Warunek brzegowy III rodzaju (Dirichleta-Neumanna) oznacza stały (w warunkach ustalonych) lub zmienny (w warunkach nieustalonych) przepływ wody zachodzący w wyniku zmian różnicy ciśnień.

$$H(x,y,z,t) + \frac{\partial H}{\partial n_{\perp}} = f(x,y,z,t) \tag{3}$$



Rys.1. Modelowanie cieków i zbiorników powierzchniowych a) za pomocą warunku brzegowego I rodzaju b) za pomocą warunku brzegowego III rodzaju (na podst. Kulma, Zdechlik 2009)

Fig.1. Streams and reservoirs modeling by a) specify head boundary b) head-dependent boundary (by Kulma, Zdechlik 2009)

W programie MODFLOW cieki powierzchniowe symulowane mogą być warunkiem brzegowym III rodzaju poprzez wykorzystanie modułów: *River* (RIV), *Drain* (DRN), *Stream* (STR) oraz *Streamflow Routing* (SFR).

W module obliczeniowym *River* wielkość przeciekania jest obliczana przy założeniu, że pomiędzy rzeką a warstwą wodonośną istnieje niepełna więź hydrauliczna. Wynika ona najczęściej z występowania utworów słabo przepuszczalnych wyścielających koryto rzeki tzw. warstwy kolmatacyjnej (ryc. 1). Pionowa wymiana wody może przebiegać w dowolnym kierunku, zależnie od różnicy wysokości położenia zwierciadła wody pomiędzy ciekiem, a warstwą wodonośną. Wielkość przeciekania pomiędzy ciekiem i warstwą wodonośną Q obliczana jest na podstawie prawa Darcy:

$$Q = CSTR\ (Hrz\text{-}Hzw) \tag{4}$$

gdzie:
Hrz – ciśnienie w cieku powierzchniowym, (L),
Hzw – ciśnienie w warstwie wodonośnej, (L),
CSTR – przewodność pionowa warstwy słabo przepuszczalnej w cieku, (L^2/T).

Dodatnie wartości Q oznaczają, że przepływ następuje z cieku do warstwy wodonośnej (zasilanie warstwy wodonośnej), natomiast ujemne, że w kierunku cieku (drenaż warstwy wodonośnej). W warunkach, gdy zwierciadło wód podziemnych w bloku modelu symulującego ciek obniży się poniżej rzędnej dna koryta cieku, dopływ pionowy z cieku do warstwy wodonośnej przyjmuje stałą wartość opisaną zależnością:

$$Q = CSTR\ (Hzw\text{-}Z) \tag{5}$$

gdzie
Z – rzędna spągu warstwy słabo przepuszczalnej (kolmatacyjnej), wyścielającej dno koryta cieku.

Wykorzystanie modułu obliczeniowego *River* zakłada, że położenie zwierciadła wody w warstwie wodonośnej nie ma znaczącego wpływu na poziom zwierciadła w cieku, w którym w trakcie symulacji utrzymywany jest stały poziom zwierciadła wody. Nawet obniżenie zwierciadła wody głęboko poniżej dna cieku, nie spowoduje zakończenia zasilania jej przez ciek powierzchniowy.

Moduł obliczeniowy *Drain* służy do symulowania pracy systemów odwadniających opartych na poziomych urządzeniach hydrotechnicznych. Odbierają one wodę z warstwy wodonośnej w ilości proporcjonalnej do różnicy pomiędzy wysokością hydrauliczną w warstwie wodonośnej, a rzędną położenia zwierciadła wody w drenie. W praktyce moduł ten umożliwia odwzorowanie warunkiem brzegowym III rodzaju niewielkich cieków, które w warunkach naturalnych drenują wody podziemne, natomiast obniżenie zwierciadła wody podziemnej poniżej ich dna, skutkuje wyschnięciem cieku i zakończeniem zasilania warstwy wodonośnej.

$$Q = CSTR\ (Hzw\text{-}Hdr) \qquad dla\ Hzw > Hdr \tag{6}$$

$$Q = 0 \qquad dla\ Hzw \leq Hdr \tag{7}$$

gdzie:
Hzw – ciśnienie w warstwie wodonośnej, (L),
Hdr – rzędna położenie zwierciadła wody w drenie/cieku, (L),
CSTR – przewodność hydrauliczna drenu/cieku, (L^2/T).

Szczegółowe zasady przyjmowania na modelu warunków brzegowych oraz opisy modułów obliczeniowych *River* i *Drain* przedstawione zostały m.in. w opracowaniach McDonald i Harbaugh (1996b), Kulma i Zdechlik (2009) oraz Dąbrowski i in. (2011).

Podstawowym mankamentem przedstawionych powyżej modułów jest fakt, że symulują one jedynie efekt oddziaływania cieku na poziom wodonośny, obliczając wielkość zasilania lub drenażu warstwy wodonośnej. Moduły te nie obliczają natomiast zmian wielkości przepływu wód powierzchniowych oraz, w przypadku modułu *River*, nie pozwalają na doprowadzenie do całkowitej utraty wody w cieku podczas prowadzenia symulacji.

Funkcje te zrealizowane mogą być poprzez zastosowanie modułu *Stream* (STR), który podobnie jak moduły *River* i *Drain*, reprezentuje na modelu warunek brzegowy III rodzaju (Prudic 1989). Poziom zwierciadła wody w cieku obliczany jest w każdym z bloków obliczeniowych przy wykorzystaniu formuły Manninga:

$$Q = 1/n\ (AR^{2/3}\ S^{1/2}) \tag{8}$$

gdzie:
Q – przepływ strumienia, (L^3/T),
n – współczynnik szorstkości Manninga, (—),
A – powierzchnia przekroju strumienia, (L^2),
R – obwód zwilżony, (L),
S – spadek hydrauliczny strumienia, (L/L).

Głębokość cieku obliczana jest na podstawie równania wyprowadzonego przez Ozbilgina i Deckermana (1984):

$$d = \left[\frac{Qn}{Cws^{\frac{1}{2}}} \right]^{\frac{3}{5}} \tag{9}$$

gdzie:
d – głębokość wody w cieku, (L),
w – szerokość koryta cieku, (L).

Moduł ten daje ponadto możliwość uwzględnienia dodatkowego dopływu wód powierzchniowych do głównego cieku lub odpływu z niego wód powierzchniowych, oraz doprowadzenie do wyschnięcia cieku podczas prowadzenia symulacji.

Moduł *Stream* ma jednak pewne ograniczenia, które mogą wpływać na rozwiązanie zadania . Większość z nich zostało zniesionych w kolejnych, zaktualizowanych wersjach tego modułu. Możliwości obliczenia przez program przewodności koryta cieku, zdefiniowania dopływu przypowierzchniowego do cieku oraz parowania z powierzchni cieku i zasilania go przez opady atmosferyczne, oddziaływania cieków powierzchniowych na poziom zwierciadła wody w zbiornikach powierzchniowych oraz symulacji transportu substancji rozpuszczonych między ciekiem i warstwą wodonośną zostały rozwiązane w module *Streamflow Routing* (SFR1) (Prudic i in. 2004). Występowanie strefy nienasyconej pod korytem cieku, uwzględniono w kolejnej jego modyfikacji – module SFR2 (Niswonger i Prudic 2006). Inne moduły symulujące oddziaływanie cieków z warstwą wodonośną i przygotowane do współpracy z programem MODFLOW to: DAFLOW-MODFLOW (Jobson i Harbaugh 1999) i MODBRANCH (Swain i Wexler 1993).

Przy modelowaniu oddziaływania warstw wodonośnych z ciekami powierzchniowymi niezbędne jest pozyskanie wiarygodnych informacji o parametrach koryta cieku takich jak: szerokość, współczynnik szorstkości, nachylenie koryta i poziom zwierciadła wody w cieku, a także o zaleganiu zwierciadła wód podziemnych w pierwszym poziomie wodonośnym, zasadniczym z punktu widzenia zasilania cieków powierzchniowych.

Zbiorniki wód powierzchniowych

Zbiorniki wód powierzchniowych są zazwyczaj połączone hydraulicznie z systemem krążenia wód podziemnych i mogą odgrywać bardzo znaczącą rolę w systemie przepływu wód. W tym sensie ich oddziaływanie jest podobne do cieków. Mogą one drenować wody podziemne lub zasilać je na drodze infiltracji. W standardowych modelach filtracji wód podziemnych, jeziora i zbiorniki wód powierzchniowych, podobnie jak cieki, były reprezentowane warunkami brzegowymi I lub III rodzaju (ryc. 1) (Anderson i Munter 1981; Morgan 1988). Poziom zwierciadła wody w zbiorniku pozostawał stały w trakcie całego procesu obliczeniowego, chyba że wartość ciśnienia hydraulicznego była zmieniana przez użytkownika w trakcie prowadzenia obliczeń. Poza wspomnianymi powyżej sposobami, dla odwzorowania zbiorników wód powierzchniowych stosuje się moduły obliczeniowe *Reservoir* oraz *Lake* oraz metodę tzw. „wysokiego współczynnika filtracji", w której poziom zwierciadła wody w zbiorniku jest częścią rozwiązania modelu.

Moduł *Reservoir* (Fenske i in. 1996) symuluje przeciekanie wód pomiędzy zbiornikiem i systemem wodonośnym, które zmienia się zgodnie z powiększaniem lub zmniejszaniem się powierzchni zbiornika. W ramach tego modułu, dla każdego okresu obliczeniowego użytkownik musi określić stan początkowy

i końcowy poziomu zwierciadła wody w zbiorniku. Jeżeli jednak poziom napełnienia zbiornika w określonych przedziałach czasowych nie jest znany, wówczas muszą zostać zastosowane takie metody, w których zwierciadło wody w zbiorniku będzie częścią rozwiązania modelu numerycznego. Podejście takie jest konieczne na przykład przy rozpatrywaniu zmian warunków krążenia wód podziemnych w rejonie zbiorników powierzchniowych będących pod wpływem sztucznego drenażu (odwodnienia górnicze, ujęcia wód podziemnych), zasilania wód podziemnych (nawadnianie, studnie chłonne) lub zmian klimatycznych (Andreson i in. 2002).

Jednym ze sposobów takiego odwzorowania zbiornika jest przypisanie blokom obliczeniowym reprezentującym na modelu zbiornik, wysokiej wartości współczynnika filtracji, najczęściej kilka rzędów wyższej aniżeli współczynnik filtracji sąsiadujących z nim warstw wodonośnych (Winter 1996, Hunt i Krohelski 1996), a w przypadku symulacji warunków nieustalonych, przyjęcie dodatkowo współczynnika odsączalności grawitacyjnej o wartości 1 (Lee 1996, Szczepiński 2001) Przy takim podejściu, bloki obliczeniowe reprezentujące na modelu zbiornik, stają się częścią rozwiązania równania różnic skończonych przepływu wód podziemnych, co umożliwia obliczenie w nich wysokości zwierciadła wody (Anderson i in. 2002). Ponieważ w „metodzie wysokiego współczynnika filtracji" nie można uwzględnić dodatkowych źródeł zasilania zbiornika, powstały moduły obliczeniowe *Lake* współpracujące z programem MODFLOW i uwzględniające ten element.

Moduł obliczeniowy LAK1 (Cheng i Anderson 1993) oblicza poziom zwierciadła wody w zbiorniku na podstawie dopływu i odpływu podziemnego, przy uwzględnieniu dopływu i odpływu wód powierzchniowych. Moduł ten nie umożliwia jednak rozwiązania bilansu wód w zbiorniku dla warunków ustalonych, co zostało uwzględnione w kolejnej jego modyfikacji module LAK2 (Council 1997, 1998). Kolejny moduł LAK3 (Meritt i Konikow 2000), pozwala między innymi na symulowanie zmian koncentracji substancji rozpuszczonej w zbiorniku, bazując na bilansie transportu masy w wodach podziemnych i powierzchniowych. Wszystkie moduły *Lake* obliczają zmianę położenia zwierciadła wody w zbiorniku na podstawie bilansu wodnego (Council 1997):

$$Qp + Qro + Qstrin = Qgw(S) + Qe(S) + Q\ strout(S) \qquad (10)$$

Lewa strona równania zawiera dopływy, które nie zależą od poziomu zwierciadła wody w zbiorniku tj. 1) opady atmosferyczne (Qp); 2) dopływ przypowierzchniowy w kierunku jeziora (Qro); 3) sumę dopływów wód powierzchniowych zasilających jezioro (Qstrin). Po prawej stronie równania występują

składowe, które są funkcją wysokości zwierciadła wody w jeziorze tj. 4) całkowity przepływ wód między warstwą wodonośną i zbiornikiem, obliczany jak w module *River*, czyli na podstawie przewodności warstwy półprzepuszczalnej (Qgw(S)); 5) parowanie z powierzchni zbiornika, zależne od powierzchni jeziora i określonej przez użytkownika wielkość parowania (Qe (S)) ; 6) suma odpływów wód powierzchniowych ze zbiornika jako funkcja poziomu zwierciadła wody (Qstrout(S)). Wielkość oddziaływania cieków na zbiorniki, obliczana jest przy współpracy z modułem *Stream*.

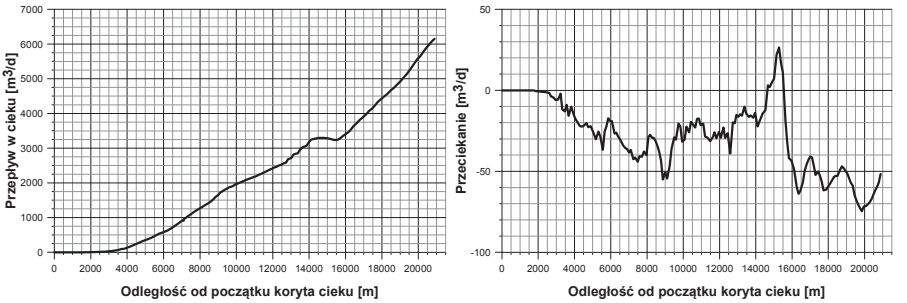
W warunkach nieustalonych zmiana objętości wody w zbiorniku (V) po zakończeniu każdego kroku czasowego o długości Δt wynosi:

$$\Delta V = (Qp + Qro + Q\ strin - Qgw\ (S) - Qe\ (S) - Q\ strout\ (S))\ \Delta t \quad (11)$$

Wykorzystanie modułu *Stream*

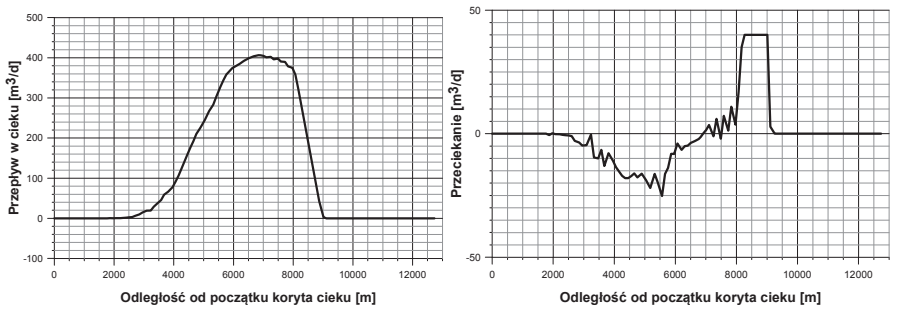
Działanie modułu *Stream* zostało przetestowane na modelu numerycznym zbudowanym dla rejonu jednej z przewidywanych odkrywek węgla brunatnego (Szczepiński 2012). Złoże leży na obszarze wysoczyzny plejstoceńskiej, którą tworzy morena denna zbudowana z osadów lodowcowych i wodnolodowcowych zlodowaceń środkowopolskich. Powierzchnię złoża rozcina dolina niewielkiego cieku wypełnionego osadami holocenu, będącego dopływem Warty. Ciek ten wykorzystany będzie do odprowadzenia wód pochodzących z odwodnienia złoża. Aluwia tego cieku zalegają bezpośrednio na glinach zwałowych i charakteryzują się bardzo małą miąższością. Średnia wieloletnia suma opadów rocznych w rejonie badań wynosi około 550 mm, a średnia wartość jednostkowego odpływu podziemnego około 1,5 l/s/km^2. Pierwszy poziom wodonośny zasilany jest bezpośrednio przez opady atmosferyczne i drenowany przez cieki. Model krążenia wód podziemnych rozwiązany został programem MODFLOW, a cieki przepływające w rejonie złoża symulowane były warunkiem brzegowym III rodzaju przy wykorzystaniu modułu obliczeniowego *Stream*. W pierwszym etapie badań modelowych wykonano obliczenia przepływu wód podziemnych i powierzchniowych w warunkach naturalnych. Dla przyjętych parametrów cieku i warstw wodonośnych przepływ wód w cieku w warunkach ustalonych wyniósł ponad 6000 m^3/d (fig. 2).

W kolejnych etapach wykonano obliczenia prognostyczne na modelu dla okresu odwadniania złoża, przy założeniu niestacjonarnych warunków filtracji. Na ich podstawie określono współdziałanie między ciekiem i warstwą wodonośną powyżej i poniżej systemu odwadniania złoża. Otrzymane wyniki wskazują, że powyżej złoża istnieje w cieku możliwość całkowitej utraty wody w bezpośrednim sąsiedztwie pracy systemu odwadniania (ryc. 3).



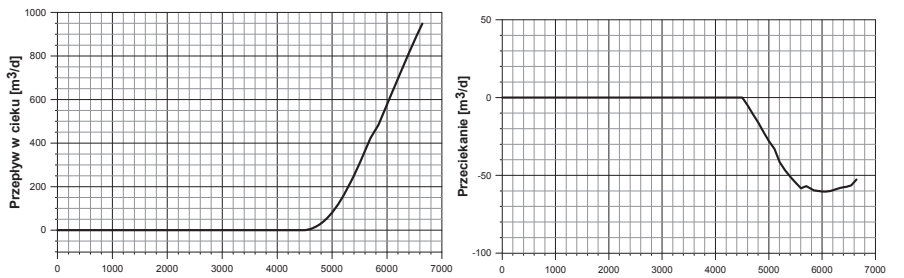
Ryc. 2. Przepływ wód powierzchniowych (na lewo) i przeciekanie między ciekiem i warstwą wodonośną (na prawo) w warunkach naturalnych

Fig. 2. Streamflow (left) and flow between stream and aquifer (right) in natural condition



Ryc. 3. Przepływ wód powierzchniowych (na lewo) i przeciekanie między ciekiem i warstwą wodonośną (na prawo) powyżej systemu odwadniania kopalni

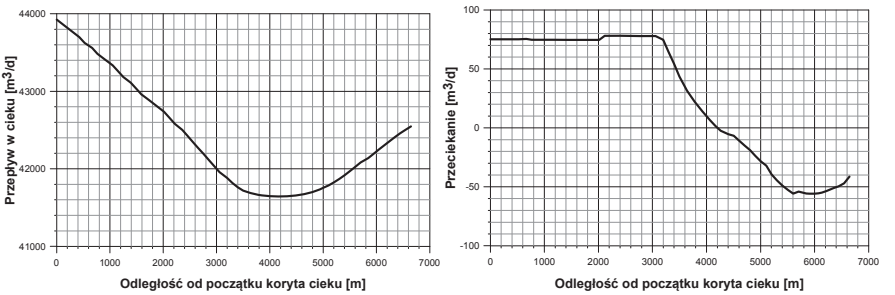
Fig. 3. Streamflow (left) and flow between stream and aquifer (right) above dewatering system



Ryc. 4. Przepływ wód powierzchniowych (na lewo) i przeciekanie między ciekiem i warstwą wodonośną (na prawo) poniżej systemu odwadniania

Fig. 4. Streamflow (left) and flow between stream and aquifer (right) below the dewatering system

Oddziaływanie pomiędzy ciekiem i warstwą wodonośną poniżej pracy systemu odwadniania, zależeć będzie od sposobu zagospodarowania wód pochodzących z odwadniania. W przypadku braku zrzutu wód kopalnianych do cieku, jego odcinek w pobliżu systemu odwadniania będzie pozbawiony wody (ryc. 4).



Ryc. 5. Przepływ wód powierzchniowych (na lewo) i przeciekanie między ciekiem i warstwą wodonośną (na prawo) poniżej systemu odwadniania, w warunkach zrzutu wód z odwadniania

Fig. 5. Streamflow (left) and flow between stream and aquifer (right) below the dewatering system, taking into account mine water discharge into a stream

W przypadku, gdy ciek będzie odprowadzalnikiem wód kopalnianych, wody powierzchniowe zasilać będą warstwę wodonośną (rys.5). Najwyższy przepływ w cieku będzie bezpośrednio poniżej zrzutu wód z odwodnienia. W dół strumienia przepływ będzie malał, z powodu zasilania warstwy wodonośnej. Jednocześnie poziom zwierciadła wody w cieku wzrośnie o około 10 cm, w stosunku do warunków naturalnych, a zasilanie warstwy wodonośnej przez wody podziemne wpłynie korzystnie na bilans wodny w rejonie oddziaływania odwadniania.

Podsumowanie

Modele numeryczne filtracji wód podziemnych i przepływu wód powierzchniowych stwarzają możliwość pełniejszego zrozumienia systemu krążenia wód w przyrodzie oraz identyfikacji istotnych parametrów mających wpływ na przepływ wód. W konsekwencji umożliwiają pełniejszą ocenę wpływu oddziaływania eksploatacji wód podziemnych i powierzchniowych oraz zmian klimatycznych na środowisko przyrodnicze. Dotychczasowa praktyka rozwiązywania zagadnień związanych ze środowiskiem wodnym ograniczała się jednak najczęściej do budowania odrębnych modeli dla oceny zasobów wód podziemnych i powierzchniowych, w których albo system hydrologiczny albo system wodonośny były często niedostatecznie reprezentowane (Council 1997).

Prowadzenie badań modelowych obejmujących jednocześnie systemy krążenia wód powierzchniowych i podziemnych pozwala z większą pewnością ocenić współdziałanie obu systemów wodnych, również w warunkach zmieniającego się środowiska.

Literatura

Anderson M.P., Hunt R.J., Krohelski J.,T., Chung K., 2002, Using High Hydraulic Conductivity Nodes to Simulate Seepage Lakes, Ground Water vol. 40, no.2:117–122.

Anderson, M.P., Munter J.A., 1980, Seasonal reversals of groundwater flow around lakes and the relevance to stagnation points and lake budgets, Water Resour. Res. 17, no 4:1139–1150.

Cheng, X., and Anderson, M.P., 1993, Numerical simulation of ground-water interaction with lakes allowing for fluctuating lake levels, Ground Water, v. 31, no. 6: 929–933.

Council, G.W., 1998, A lake package for MODFLOW, Proceedings of MODFLOW 98 Conference, Golden, Colorado, v. 2:675–682.

Council, G.W., 1997, Simulating Lake-Groundwater interaction with Modflow, Proceedings of the 1997 Georgia Water Resources Conference, Athens:457–462.

Dąbrowski S., Kapuściński J., Nowicki K., Przybyłek J., Szczepański A., 2011, Metodyka modelowania matematycznego w badaniach i obliczeniach hydrogeologicznych, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.

Dowgiałło J. i in. (red), 2002, Słownik hydrogeologiczny, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Fenske, J. P.; Leake, S. A.; Prudic, D. E., 1996, Documentation of a computer program (RES1) to simulate leakage from reservoirs using the modular finite-difference ground-water flow model (MODFLOW), USGS Open-File Report: 96–364.

Harbaugh, A.W., and McDonald, M.G., 1996a, Programmer's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model, U.S. Geological Survey Open-File Report 96–486.

1996b, User's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite difference ground-water flow model, U. S. Geological Survey Open-File Report 96–485.

Hunt, R.J., Krohelski J.T., 1996, The application of the analytic element model to investigate groundwater-lake interactions at Pretty lake, Wisconsin, Journal of Lake and Reservoir Management 12, no.4: 487–495.

Jobson, H.E., Harbaugh, A.W., 1999, Modifications to the diffusion analogy surface-water flow model (DAFLOW) for coupling to the modular finite-difference ground-water flow model (MODFLOW), U.S. Geological Survey Open-File Report 99–217.

Kulma R., Zdechlik R., 2009, Modelowanie procesów filtracji, Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne AGH, Kraków.

Lee T.M., 1996, Hydrogeologic controls on the groundwater interactions with an acid lake in karst terrain, Lake Barco, Florida, Water Resour. Res. 32, no.4: 831–844.

McDonald M.G., Harbaugh A.W., 1988, A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model, USGS Techniques of Water-Resources Investigations Book 6, Chapter A1.

Morgan D. S.,1988, Geohydrology and numerical model analysis of groundwater flow in the Goose Lake Basin, Oregon and California, U.S.G.S.Water-Resour. Investig. Rept. 00–4167.

Niswonger R.G., Prudic D.E., 2006, Documentation of the Streamflow-Routing (SFR2) Package to Include Unsaturated Flow Beneath Streams – A modification to SRF1, US Geological Survey, Techniques and Methods 6-A13.

Ozbilgin, M.M., Dickerman D.C., 1984, A modification of the finite difference model for simulation of two dimensional ground-water flow to include surface-ground water relationships, USGS Water-Resources Investigations Report 83––4251.

Prudic D.E., 1989, Documentation of a computer program to simulate stream-aquifer relations using a modular, finite-difference, ground-water flow model. US Geological Survey, Open-File Report 88–729.

Prudic D.E., Konikow L.F. Banta E.R., 2004, A new Streamflow-Routing (SFR1) Package to Simulate Stream-Aquifer Interaction with Modflow 2000, US Geological Survey, Open-File Report 2004–1042, Nevada.

Reilly T., 2001, System and boundary conceptualization in ground-water flow simulation. Techniques of Water-Resources Investigations of the USGS.

Swain, E.D., Wexler, E.J., 1993, A coupled surface-water and ground-water flow model for simulation of stream-aquifer interaction, U.S. Geological Survey Open-File Report 92–138.

Szczepański A., 2008, Metodyka modelowania bilansowania zasobów wód podziemnych w ich zlewniowym zagospodarowaniu, Biuletyn PIG 431: 201–208.

Szczepański A., 1974, Prognozowanie wydajności i warunków eksploatacji wód podziemnych metoda analogii hydraulicznych, Prace Geologiczne, 81, Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.

Szczepiński J., 2001, Numeryczna prognoza procesu napełniania wodą zbiorników poeksploatacyjnych KWB Bełchatów. Mat. X Symp. Współczesne Problemy Hydrogeologii, Krzyżowa: 285–293.

Szczepiński J., 2012, Wykorzystanie modułu przepływu strumienia w ocenie wzajemnego oddziaływania wód podziemnych i powierzchniowych, zaakceptowane do publikacji.

Winter, T.C., 1976, Numerical simulation analysis of the interaction of lakes and groundwater, U.S.G.S. Professional Paper 1001.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Przemysław Tomalski

Uniwersytet Łódzki
Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej
ul. Narutowicza 88, 90–139 Łódź
tomalski@uni.lodz.pl

SEZONOWOŚĆ WYBRANYCH CHARAKTERYSTYK FIZYKOCHEMICZNYCH WÓD PODZIEMNYCH W DOLINIE MAŁEJ RZEKI MIEJSKIEJ NA PRZYKŁADZIE SOKOŁÓWKI (ŁÓDŹ)

SEASONAL FLUCTUATIONS OF CHOSEN PHYSICAL AND CHEMICAL CHARACTERISTICS OF GROUNDWATER IN THE VALLEY OF SMALL CITY RIVER (SOKOŁÓWKA CASE STUDY – ŁÓDŹ)

Streszczenie: W artykule przedstawiono wyniki badań wód podziemnych w zlewni Sokołówki. W ciągu roku mierzono podstawowe parametry fizykochemiczne wody (konduktywność, odczyn, temperatura) w kilkunastu piezometrach zlokalizowanych w środkowej części zlewni. Jeden z piezometrów dysponował natomiast pięcioletnią serią pomiarową tych charakterystyk. Uzyskane wyniki porównywano z analogicznymi wartościami uzyskanymi dla wód podziemnych położonych w zlewni podmiejskiej. Stwierdzono, że konduktywność w obszarze miejskim jest podwyższona w stosunku do naturalnej, a jej zmienność sezonowa została poważnie zmieniona. W przypadku odczynu wody zmiany wielkości przeciętnych były niewielkie. Zmieniona została jednak struktura zmienności sezonowej. Temperatura wód podziemnych jest przeciętnie wyższa w obszarze miejskim. Zmianie nie uległ jednak przebieg rocznych wahań temperatury.

Słowa kluczowe: wody podziemne, sezonowość, charakterystyki fizykochemiczne

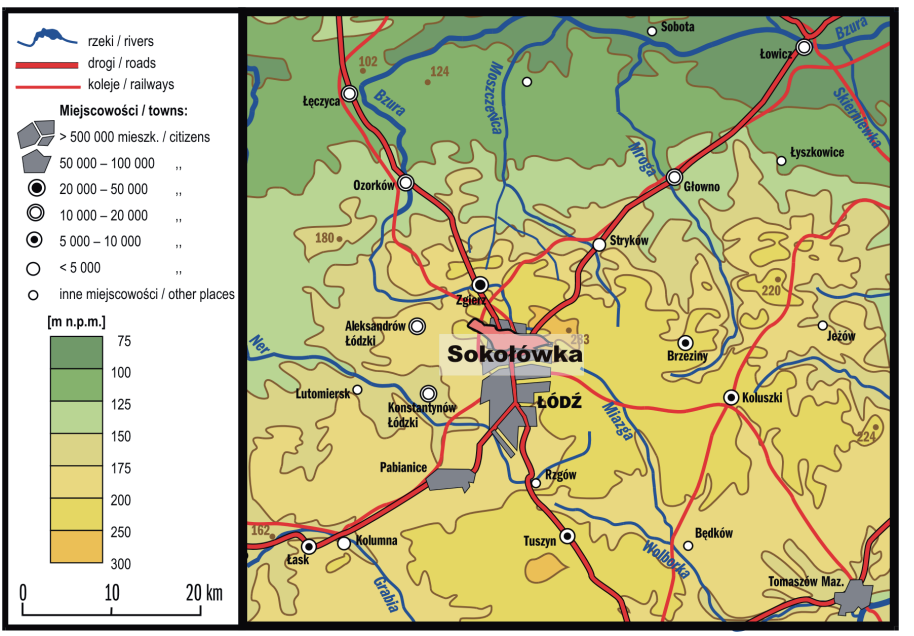
Summary: In the article the results of the research on the groundwater in the Sokołówka catchment are shown. Basic physical and chemical characteristics of water (conductivity, alkali level, temperature) were measured during one year in over a dozen of piezometers located in the middle part of the catchment. There is also a 5- year-long time series of measurement of these parameters in one of the piezometers. The results of investigations were compared with analogical characteristics obtained from groundwater located in suburban catchment. There is higher conductivity of groundwater in the city area in the relation to natural conductivity. Its seasonal fluctuation was seriously changed too. In case

of alkali level there were small changes in average values and the structure of seasonal variability of this parameter was changed. There is a higher average temperature of groundwater in the city but the yearly course of temperature fluctuations did not change.

Key words: groundwater, seasonality, physical and chemical characteristics

Cel pracy

Wody podziemne na obszarach zurbanizowanych charakteryzują się odmiennym, w stosunku do naturalnego, przebiegiem zmian podstawowych charakterystyk fizykochemicznych. Wpływa na to wiele czynników zarówno przyrodniczych jak i zależnych od człowieka. Modyfikacje nie zawsze są jednoznaczne, poza tym zależą również od charakteru wodonośca, w którym zgromadzone są zasoby wód podziemnych (Hiscock 2008). Zatem aby ocenić zmiany spowodowane antropopresją poznać najpierw należy podstawowe właściwości fizykochemiczne wód podziemnych występujących w sąsiedztwie wybranego obsza-



Ryc. 1. Lokalizacja zlewni Sokołówki
źródło: Batrnik i in. 2008

Fig. 1. Location of the Sokołówka catchment.
source: Batrnik i in. 2008

ru badań. Musimy jednak mieć pewność, że modyfikacje wprowadzone przez człowieka są tam jeszcze nieznaczne, a zmienność charakterystyk jakościowych wody jest quasi-naturalna. Określimy w ten sposób „tło" hydrochemiczne dla badanych przez nas wód podziemnych (Macioszczyk 1987). Odnosząc uzyskane wyniki do danych reperowych stwierdzić możemy czy i w jakim stopniu występuje na danym obszarze wpływ działalności człowieka na jakość wody zgromadzonej w poziomach wodonośnych.

Celem niniejszej pracy jest sprawdzenie czy sezonowe wahania podstawowych charakterystyk fizykochemicznych wód podziemnych w dolinie małej rzeki miejskiej z obszaru Łodzi są quasi-naturalne, czy też zostały w jakiś sposób zmienione, a jeżeli tak – to w jaki. Wychodząc z przytoczonych wyżej założeń zdecydowano się na porównanie wybranych podstawowych charakterystyk fizykochemicznych wód podziemnych zgromadzonych w dolinie Sokołówki (odwadniającej północne obszary Łodzi) z analogicznymi cechami wód poziomów wodonośnych okolic miasta, traktując te drugie jako „tło" hydrochemiczne dla analizowanych zmiennych.

Obszar badań

Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej Uniwersytetu Łódzkiego prowadzi badania nad obiegiem wody w zlewni Sokołówki od drugiej połowy 2006 roku. Początkowo związane były one z zakończonym w 2011 roku międzynarodowym projektem SWITCH (*Sustainable Water Management Improves Tomorrow's Cities' Health*), a obecnie z grantem Narodowego Centrum Nauki pt. „*Wpływ stopnia przekształcenia środowiska na obieg i jakość wody w zlewniach miejskich i podmiejskich*"*.

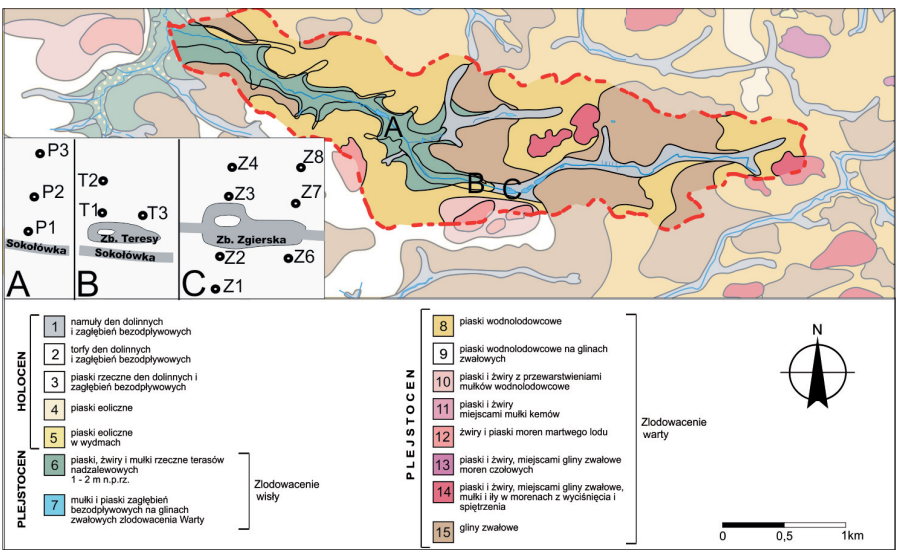
Sokołówka jest lewym dopływem Bzury biorącym swój początek w północno – wschodniej części Łodzi. Obserwowana część zlewni, o powierzchni 19,21 km^2, zamknięta jest posterunkiem wodowskazowym zlokalizowanym w okolicy byłej wsi Sokołów, na północno – zachodniej granicy miasta (Batrnik i in. 2008; ryc. 1). Osadami budującymi ten obszar są głównie warciańskie gliny zwałowe, dominujące w górnej i środkowej części zlewni oraz pochodzące mniej więcej z tego samego okresu, piaski wodnolodowcowe występujące przeważnie w dolnej części zlewni (ryc. 2). Sama dolina wyścielona jest holoceńskimi, lub związanymi ze zlodowaceniem wisły, piaskami, żwirkami bądź namułami. Zdecydowana większość z nich charakteryzuje się dobrą przepuszczalnością, jednak należy pa-

* Nr NCN: 0733/B/P01/2011/40

miętać, że w wielu miejscach na naturalne osady złożone zostały warstwy antropogeniczne charakteryzujące się zróżnicowaną, przeważnie jednak słabą przepuszczalnością (Ziomek i in. 2002).

Metody badawcze

Do badań wybrane zostały piezometry ujmujące wody podziemne środkowej części zlewni Sokołówki. Część z nich zbudowano w otoczeniu dwu sztucznych zbiorników zlokalizowanych w dolinie rzeki. Najwyżej położony jest zbiornik „Zgierska" (C na ryc. 2), wokół którego funkcjonuje 7 piezometrów, nieco niżej natomiast – zbiornik „Teresy"(B na ryc. 2; 3 piezometry). Najniżej w zlewni zlokalizowane są trzy otwory kontrolne położone w okolicy ulicy Liściastej (A na ryc. 2). Dwa z nich (na terasie rzecznej i na stoku) są piezometrami. Najwyższy otwór, znajdujący się już na krawędzi wysoczyzny jest kopaną studnią gospodarską zlokalizowaną na terenie jednej z posesji. Położenie piezometrów przedstawia rysunek 2.



Ryc. 2. Lokalizacja piezometrów na tle budowy geologicznej zlewni Sokołówki

A – lokalizacja piezometrów w okolicy ulicy Liściastej; B – lokalizacja piezometrów w okolicy zbiornika „Teresy"; C – lokalizacja piezometrów w okolicy zbiornika „Zgierska;

źródło: Ziomek i in. (2002)

Fig. 2. Location of the piezometers on the basis of geological structure of the Sokołówka catchment

A –location of piezometers nearby Liściasta street; B – location of piezometers nearby "Teresy" pond; C – location of piezometers nearby "Zgierska" pond;

source: Ziomek i in. (2002)

W każdym z piezometrów wykonywano *in situ* pomiar głębokości do wody, konduktywności (SEC), odczynu (pH) oraz temperatury (t). Głębokość do wody mierzono świstawką hydrogeologiczną z dokładnością do 1 cm natomiast pozostałe charakterystyki wieloparametrycznym przyrządem CPC-401 firmy Elmetron wyposażonym w czujniki zanurzeniowe, które opuszczano do wnętrza piezometru. Sonda do pomiaru przewodności wody wykorzystuje metodę naczynia konduktometrycznego mierzącego oporność słupa wody zawartego między dwiema równoległymi elektrodami o powierzchni 1 cm^2 rozstawionymi w odległości 1 cm (pomiar z dokładnością do 1 $\mu S \cdot cm^{-1}$; Różdżyński 1998), natomiast sonda badająca odczyn wody jest miliwoltomierzem (pomiar z dokładnością do 0,01 jednostki pH). Określenie obu powyżej wymienionych cech wody odbywało się w warunkach automatycznej kompensacji temperatury do 25°C. Była ona mierzona przy użyciu rezystorowego, platynowego czujnika zanurzeniowego (pomiar z dokładnością do 0,1°C). Sondy SEC i pH były każdorazowo przed wyjazdem w teren kalibrowane.

Pomiary wykonywano w miesięcznych odstępach między kwietniem 2011, a marcem 2012. Wyjątek stanowi studnia gospodarska w okolicy ulicy Liściastej (P3 na ryc. 2), w której pomiary podstawowych właściwości fizykochemicznych wody wykonywane były od grudnia 2006 roku. Jako „tło" hydrochemiczne dla wykonywanych pomiarów wykorzystano wyniki badań prowadzonych w podłódzkiej zlewni Dzierżąznej, w której obserwowano dwie studnie gospodarskie oraz dwa piezometry. Badania prowadzone były w latach 2004 i 2005 (Stolarska 2008).

Tylko w przypadku studni gospodarskiej (P3 na ryc. 2), w której prowadzono najdłużej pomiary właściwości fizykochemicznych wody, możliwe było pokazanie sezonowej zmienności tych parametrów na podstawie średnich miesięcznych wielkości z badanego okresu. Dodatkowo obliczone zostały dla ujmowanego przez nią poziomu wodonośnego miary sezonowości zaproponowane przez Markhama (1970). Pora koncentracji (PK) oraz indeks sezonowości (IS) były już stosowane do opisu zmienności różnych charakterystyk hydrometeorologicznych, również zmienności wypełnienia poziomów wodonośnych (Tomalski 2011) oraz chemizmu wód podziemnych (Stolarska 2008). Szczegółowa procedurę obliczeń znajdzie czytelnik w wielu pracach (np. Tomaszewski 2001).

Wyniki

Średnie roczne charakterystyki podstawowych cech fizykochemicznych wód podziemnych w dolinie Sokołówki zestawiono z analogicznymi miarami uzy-

skanymi dla zlewni Dzierżąznej. Wyniki zaprezentowane zostały w tabeli 1. Ilość rozpuszczonych w wodzie substancji jest w wodach podziemnych Sokołówki przeważnie wyższa niż w warunkach quasi-naturalnych. Ponad 50% poziomów wodonośnych posiada podwyższone w stosunku do „tła" hydrochemicznego wielkości konduktywności wody często przekraczające nawet 1000 $\mu S \cdot cm^{-1}$. W większości odkryte wodonośce o charakterze wód gruntowych w obszarze miasta są więc zanieczyszczone substancjami dostarczanymi z powierzchni terenu. Przeciętnie przewodność elektrolityczna wody (SEC) jest w nich wyższa o około 200 $\mu S \cdot cm^{-1}$.

Tabela 1. Średnie roczne charakterystyki fizykochemiczne wód podziemnych w zlewni Sokołówki i Dzierżąznej (szare tło).

Table 1. Average yearly physical and chemical characteristics of groundwater in the Sokołówka catchment and the Dzierżązna catchment (grey background).

piezometry/ piezometers	SEC [$\mu S \cdot cm^{-1}$]	pH	t [°C]
P1	703	7,62	10,8
P2	1015	7,19	10,6
P3	638	6,54	9,5
T1	416	6,59	10,0
T2	735	6,95	10,2
T3	810	6,59	10,8
Z1	699	6,41	8,9
Z2	909	6,33	8,5
Z3	686	5,91	8,9
Z4	793	7,03	10,5
Z6	979	6,50	9,9
Z7	1019	6,36	10,1
Z8	911	6,56	9,4
D1	744	6,8	8,6
D2	516	7,2	9,3
D3	592	6,6	8,2
D4	484	6,7	8,5

źródło: opracowanie własne

source: own work

SEC – konduktywność wody; pH – odczyn wody; t – temperatura wody; P1,…,D4 – piezometry

SEC – water conductivity; pH – alkali level; t – temperature; P1,…,D4 – piezometers

Odczyn wód podziemnych w zlewni Sokołówki różni się nieznacznie od wód obszaru referencyjnego (tab. 1). Różnica w średnich wartościach (obliczonych na podstawie stężenia jonów wodorowych) dla wszystkich piezometrów z danego

obszaru to 0,28 jednostki pH, przy czym nieco bardziej kwaśne są wody w zlewni miejskiej (pH = 6,49 przy wartości dla zlewni referencyjnej 6,77). Relatywnie mała różnica przeciętnych wielkości odczynu wyrażona jednostkami pH może brać się z braku zanieczyszczeń infiltrujących z wodami opadowymi, lub z dostawy substancji o okresowo odmiennym odczynie – raz kwaśnym, raz zasadowym. W tym drugim przypadku zmienność sezonowa pH powinna być wyższa od naturalnej. Zwrócić także należy uwagę na dużo większą zmienność wartości pH w zlewni zurbanizowanej (współczynnik zmienności Cv wynosi tu 94% przy 47% dla obszaru referencyjnego). Wynika to ze zwiększonego wpływu czynników lokalnych na wodonośce tego obszaru (w porównaniu z terenem podmiejskim).

Temperatura wód podziemnych w zlewni Sokołówki kształtuje się nieco inaczej niż na obszarach pozamiejskich (tab.1). Nie można tu porównywać w prosty sposób średnich temperatur danych obszarów, gdyż na temperaturę wody wpływa wiele czynników w tym i głębokość występowania zwierciadła wód podziemnych. Da się jednak zauważyć, że ponad 50% wód podziemnych ujmowanych przez piezometry w zlewni Sokołówki cechuje się przeciętnymi temperaturami przekraczającymi 10°C (tab. 1), a więc o prawie dwa stopnie wyższymi niż przeciętna temperatura wód gruntowych w centralnej Polsce (odpowiadająca z grubsza średniej temperaturze powietrza). W grupie tej spotkać możemy zarówno wody o płytko położonym zwierciadle (głębokość do 150 cm p.p.t.; piezometr P1) jak i głębsze (głębokość > 400 cm p.p.t.; piezometr Z8). Wpływ na to może mieć zarówno wyższa temperatura powietrza w obszarze miasta (miejska wyspa ciepła) jak i przesiąkanie wody z systemu kanalizacji deszczowej, szczególnie istotne w okresie zimowym.

Dla studni gospodarskiej, posiadającej relatywnie długą serię pomiarów wykonano analizę sezonowości wahań poziomu wodonośnego oraz zmienności parametrów fizykochemicznych wody. Obliczone indeksy sezonowości Markhama oraz pory koncentracji wskazują, że sezonowa dynamika zmian wypełnienia poziomu wodonośnego posiada na razie cechy quasi-naturalnej zmienności. Obliczony dla tego poziomu indeks sezonowości wynosi 1,1%, a więc można powiedzieć że cechuje się bardzo małą sezonowością. Porównując go z wielkościami uzyskiwanymi dla innych poziomów wodonośnych w środkowej Polsce (Tomalski 2011), można stwierdzić że jest on charakterystyczny dla mało zasobnych zbiorników wód podziemnych tego obszaru. Pora koncentracji położenia zwierciadła wody podziemnej przypada na przełom lutego i marca (118 dzień roku hydrologicznego) i jest typowa dla poziomów wodonośnych środkowej Polski. W niemal 75% poziomów wodonośnych tego obszaru pora koncentracji przypada w tym właśnie czasie (Tomalski 2011).

Tabela 2. Charakterystyki sezonowości wód podziemnych w zlewni Sokołówki i Dzierżąznej (szare tło)
Table 2. Characteristics of seasonality of groundwater in the Sokołówka catchment and the Dzierżązna catchment (grey background)

piezometry/ piezometers	SEC		pH		t	
	IS %	PK dzień/day	IS %	PK dzień/day	IS %	PK dzień/day
P3	1,3	119	4,2	183	13,7	121
D1	4,5	122	0,1	122	11,7	122
D2	5,1	122	0,6	122	6,6	122
D3	6,6	122	0,8	122	25,4	122
D4	3,7	122	1,4	122	25,3	122

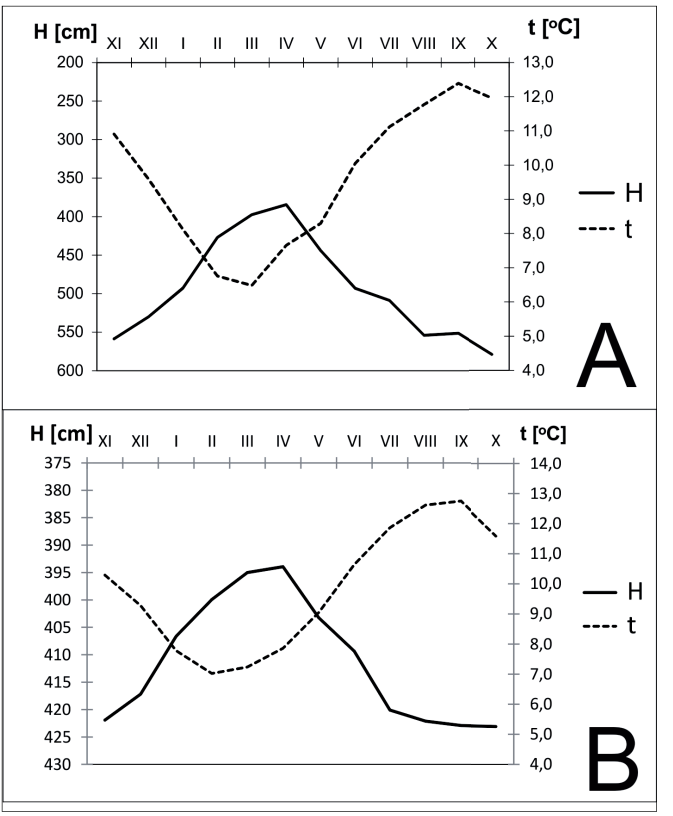
Źródło: opracowanie własne
Source: own work
IS – indeks sezonowości; PK – pora koncentracji; poz. ozn. jak w tab. 1
IS – seasonality index; PK – time of concentration; other symbols as tab. 1

Wyniki analiz sezonowości parametrów fizykochemicznych wody w zlewni Sokołówki i Dzierżąznej zaprezentowano w tabeli 2. Przewodnictwo elektrolityczne wody podziemnej (SEC) w zlewni miejskiej (piezometr P3) cechuje się bardzo słabo zaznaczoną sezonowością, niższą niż w przypadku wód naturalnych (piezometry D1 do D4). Nie wpływa to natomiast na porę koncentracji SEC, która przypada tylko 3 dni wcześniej niż w wodach o quasi-naturalnym rytmie zmian konduktywności.

Odczyn wody w miejskim poziomie wodonośnym (P3) posiada dużo wyższą sezonowość od wód podziemnych w zlewni pozamiejskiej (piezometry D1 – D4 w tab. 2). W obszarze miejskim roczny rytm zmian odczynu wody został poważnie zmieniony, a modyfikacja polega na większym kontraście między ekstremalnymi wielkościami przy relatywnie małych zmianach w przeciętnej rocznej wielkości pH (por. tab. 1). Jest to dowód na istnienie sugerowanych już wcześniej zmian w reżimie odczynu wody podziemnej. Stwierdzone powyżej różnice dotyczą również pory koncentracji odczynu wód podziemnych, która przesunęła się o ponad 60 dni z początków marca na początek maja.

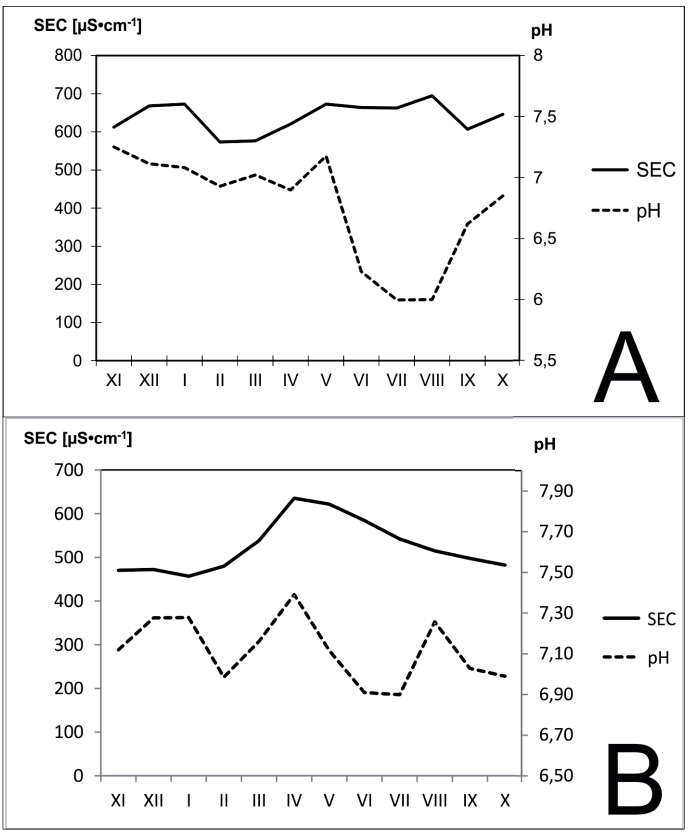
Temperatura wód zgromadzonych w poziomach wodonośnych, mimo różnic w wielkościach bezwzględnych (por. tab. 1), cechuje się podobnym przebiegiem zmian sezonowych. Indeks sezonowości i pora koncentracji dla poziomu miejskiego (P3) są podobne jak w położonym na podobnej głębokości poziomie w zlewni pozamiejskiej (studnia D1). Warunki miejskie są zatem w stanie nieznacznie podwyższyć temperaturę wód podziemnych, ale nie są w stanie zmienić sezonowego rytmu jej zmian.

Miary sezonowości zaproponowane przez Markhama są obiektywnym wskaźnikiem występowanie rytmu rocznego w badanych szeregach czasowych, jednak nie wskazują terminów występowania maksimów i minimów analizowanych zmiennych. Termin pory koncentracji nie oznacza bowiem, że w tym czasie wielkości danej charakterystyki osiągają maksima (Markham 1970). Aby zidentyfikować te okresy należy posłużyć się wykresami ilustrującymi przebieg zmian w roku przeciętym z wielolecia. Dla miejskiego poziomu wodonośnego (P3) wykonano zatem wykresy średnich miesięcznych wartości analizowanych charakterystyk z dostępnego 5-cio letniego okresu pomiarowego (ryc. 3 i 4) porównując je z analogicznymi wykresami wykonanymi dla poziomu wodonośnego z poza obszaru miasta (otwór kontrolny D2 w tab. 1 i 2).



Ryc. 3. Średnie miesięczne głębokości do wody podziemnej(H) i temperatury (t).
A – w zlewni miejskiej; B – w zlewni porównawczej.

Fig. 3. Monthly average depth to groundwater level (H) and temperature (t).
A – in urban catchment; B – in comparative catchment.



Ryc. 4. Średnie miesięczne wielkości konduktywności (SEC) i odczynu wody (pH)
A – w zlewni miejskiej; B – w zlewni porównawczej.

Fig. 4. Monthly average conductivity level (SEC) and alkali level (pH)
A – in urban catchment; B – in comparative catchment.

Maksymalne wypełnienie poziomu wodonośnego przypada na kwiecień i związanie jest z wiosennymi roztopami. Następnie wypełnienie poziomu wodonośnego sukcesywnie maleje, aż do minimów notowanych w październiku (ryc. 3A). Jest to więc typowy dla obszaru centralnej i wschodniej Polski reżim wód podziemnych o charakterze roztopowo-odwilżowym (ryc. 3B; Chełmicki 1991). Temperatura wody w poziomie wód podziemnych zlokalizowanych w mieście osiąga maksimum we wrześniu, a minimum – w marcu (ryc. 3A). Jest to również typowy przebieg zmian sezonowości temperatury wód podziemnych w okolicach Łodzi (ryc. 3B). Według Chełmickiego (1991) w płytkich wodach podziemnych przesunięcie terminów ekstremów temperatury wody podziem-

nej w stosunku do temperatury powietrza to około 2 miesiące. Zasada ta została zachowana i w tym przypadku, gdyż temperatura powietrza okolic Łodzi osiąga swe maksimum w lipcu, a minimum w styczniu (Kłysik 2001).

Stwierdzony wcześniej niski indeks sezonowości przewodnictwa elektrolitycznego wód podziemnych miejskiego poziomu wodonośnego wynika ze złożonego dwumodalnego przebiegu rocznego tej charakterystyki (ryc. 4A). Maksimum przypada w sierpniu zatem wiązać je można z dostawą zanieczyszczeń infiltrujących z powierzchni ziemi podczas większych opadów okresu letniego. Wtórna kulminacja SEC występuje w styczniu i związana jest z dostawą do poziomu wodonośnego jonów chlorkowych pochodzących ze środków do zimowego utrzymania dróg. Wraz z dostawą wód roztopowych stężenie tych jonów, a więc i konduktywność wody, spada.

Taki przebieg sezonowych zmian konduktywności znacząco różni się od naturalnej zmienności zidentyfikowanej w wodach podziemnych okolic Łodzi (ryc. 4B; Stolarska 2008). W wodonoścach o charakterze quasi-naturalnym roczny bieg przewodnictwa wody ma charakter jednomodalny z maksimum przypadającym na okres wiosny (kwiecień, maj). Na terenach mniej intensywnie zagospodarowanych głównym źródłem jonów zwiększających mineralizację wody podziemnej są zatem wody roztopowe. W obszarze silnie zurbanizowanym pełnią one natomiast rolę „rozcieńczalnika" dla solanki przesączającej się do wód podziemnych z kanalizacji deszczowej odwadniającej drogi intensywnie posypywane solą w okresie zimowym.

Sezonowość odczynu wód podziemnych w obszarze zurbanizowanym (ryc. 4A) również odbiega od typowego schematu dla wód podziemnych okolic Łodzi (ryc. 4B). Przede wszystkim zaznacza się tu wyraźny rytm sezonowy z wodami relatywnie kwaśnymi w okresie letnim (minimalne pH w lipcu i sierpniu 6,00) i wodami o odczynie zbliżonym do obojętnego w pozostałym okresie (odczyn relatywnie najbardziej zasadowy występuje w listopadzie i wynosi 7,25 jednostki pH). Wody podziemne w zlewni referencyjnej charakteryzują się odmiennym przebiegiem wahań. Posiadają one przede wszystkim zawsze zbliżony do obojętnego odczyn oraz zdecydowanie niższą zmienność (współczynnik zmienności Cv dla zlewni miejskiej to 6,7 %, przy około 2 % dla zlewni referencyjnej). Nie zaznacza się tu również rytm sezonowy (por. tab. 2), a przebieg zmienności ma charakter wielomodalny.

Podsumowanie

Wody podziemne w dolinie Sokołówki cechują się odmiennym poziomem i przebiegiem zmienności sezonowej wybranych charakterystyk fizykochemicznych.

Wielokierunkowe zmiany użytkowania, a nawet ukształtowania powierzchni wprowadzane przez człowieka na przestrzeni lat w zlewni małej rzeki miejskiej muszą znaleźć odzwierciedlenie w reżimie hydrochemicznym wód gromadzonych w płytkich poziomach wodonośnych. W przypadku zlewni Sokołówki zmiany te wyrażają się w szczególności:

– wyższą przeciętną przewodnością elektrolityczną wody oraz odmienną do naturalnej, zmiennością sezonową tej charakterystyki

– niewielkimi zmianami przeciętnego odczynu wody jednak przy istotnej zmianie jego sezonowości

– nieco wyższą niż w warunkach naturalnych temperaturą wody, nie wpływającą jednak na zmianę sezonowego rytmu tej cechy.

Warto w tym miejscu podkreślić, że należy uważać przy ekstrapolacji uzyskanych w pracy wyników na poziomy wodonośne zlokalizowane w odmiennych warunkach środowiskowych. Kształtowanie się chemizmu wód podziemnych w warunkach silnej antropopresji zależy nie tylko od działalności człowieka, ale również od cech hydrogeologicznych wodonośców oraz szeroko rozumianej podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia dostarczane z powierzchni. Można ją zresztą łatwo ocenić stosując chociażby procedurę GOD zaproponowaną przez Fostera (1987). Tylko dla obszarów o podobnej podatności na zanieczyszczenia można bez większych przeszkód zastosować metodę analogii i ekstrapolować na inne obszary zaprezentowane w niniejszej pracy wyniki badań sezonowego rytmu charakterystyk fizykochemicznych wody.

Literatura

Bartnik A., Moniewski P., Tomalski P., 2008, Rola naturalnych i antropogenicznych elementów obiegu wody w zlewni miejskiej (Sokołówka) i podmiejskiej (Dzierżązna), [w:] Bródka S. (red.), Problemy Ekologii Krajobrazu t. XXII, Problemy środowiska przyrodniczego miast, Wyd. Naukowe Bogucki, Warszawa-Poznań: 39–48

Chełmicki W., 1991, Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce, Rozp. Hab. nr 218, UJ, Kraków

Foster S. S. D., 1987, Fundamental Concepts in Aquifer Vulnerability, Pollution Risk and Protection Strategy, [in:] van Duijvenbooden W., van Waegeningh V.X. (red.), Vulnerability of Soils and Groundwater to Pollution, TNO Committee on Hydrological Research, The Hague, Proceedings and Information, vol. 38: 69–86

Hiscock K., 2008, Hydrogeology. Principles and practice, Blackwell Publishing, Oxford

Kłysik K., 2001, Warunki klimatyczne, [w:] Liszewski S. (red.), Zarys monografii województwa łódzkiego, ŁTN, Łódź: 68–81

Macioszczyk A., 1987, Hydrogeochemia, Wyd. Geol., Warszawa

Markham Ch. G., 1970, Seasonality in the Precipitation in The United States, Ann. Ass. of Amer. Geogr., vol. 3: 593–597

Różdżyński M., 1998, Miernictwo hydrologiczne, IMGW, Warszawa
Stolarska M., 2008, Sezonowe zmiany zasobów i podstawowych właściwości fizykochemicznych wód małej zlewni nizinnej, Acta Geogr. Lodz., nr 94, ŁTN, Łódź
Tomalski P., 2011, Dynamika zasobów płytkich wód podziemnych w województwie łódzkim i na obszarach sąsiednich, Acta Geogr. Lodz., nr 97, ŁTN, Łódź
Tomaszewski E., 2001, Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971––1990, Acta Geogr. Lodz., nr 79, ŁTN, Łódź
Ziomek J., Iwanicz T., Laskowski S., 2002, Geologia i gleby, Arkusz VII, [w:] Liszewski S. (red.), Atlas Miasta Łodzi, UMŁ, Łódź

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Edmund Tomaszewski

Uniwersytet Łódzki
Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej
90–139 Łódź, ul. Narutowicza 88
edtom@uni.lodz.pl

PORA KONCENTRACJI SUSZY HYDROLOGICZNEJ W ZLEWNIACH NIZINNYCH

PERIOD OF SEASONAL CONCENTRATION OF HYDROLOGICAL DROUGHT IN LOWLAND CATCHMENTS

Streszczenie: Pora koncentracji suszy hydrologicznej została oszacowana na podstawie wskaźników Markhama. Materiał badawczy stanowiły serie przepływów dobowych z okresu 1951–2002 z 29 zlewni nizinnych. W pierwszym etapie dokonano identyfikacji epizodów niżówkowych, przyjmując za poziom odcięcia rzędną $Q_{70\%}$, pochodzącą z krzywej czasów trwania przepływów wraz z wyższymi. Dokonano obliczenia niedoborów odpływu niżówkowego, które przyporządkowano interwałom miesięcznym. Na ich podstawie oszacowano wskaźnik pory koncentracji oraz indeks sezonowości suszy hydrologicznej w skali poszczególnych lat oraz całego wielolecia. Przeprowadzono przestrzenną i czasową analizę obu parametrów, zwracając szczególną uwagę na zbiór czynników determinujących badane zjawisko, zmienność wieloletnią oraz występowanie istotnych statystycznie trendów w badanym okresie.

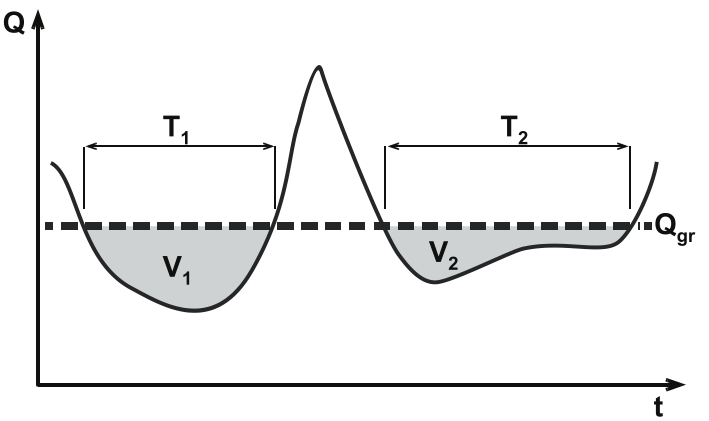
Słowa kluczowe: zjawiska ekstremalne, niżówki rzeczne, środkowa Polska

Summary: Period of seasonal concentration was estimated on the base of Markham's indices. A set of 29 lowland catchments was selected for analysis. Basic calculations were made on daily discharge series from the period 1951–2002. In the first step, low flow episodes were identified on the base of the threshold-level method with $Q_{70\%}$ as a truncation level, derived from flow duration curve. It allowed to estimate streamflow deficit volumes which were recalculated in monthly-step series. On that base the period of seasonal concentration and seasonality index of hydrological drought for particular years as well as whole multiyear were calculated. Analyses involved spatial and temporal aspects of investigated characteristics. Special attention was attracted to factors which determine studied phenomenon, multiannual variability and statistically significant trends appearance.

Keywords: extreme phenomena, low flow periods, central Poland

Wprowadzenie

Susza hydrologiczna jest najsurowszym etapem rozwoju procesu wywoływanego niedoborami opadów lub retencją śnieżną. Występuje w następstwie suszy atmosferycznej i glebowej. Jej rozwój uwarunkowany jest brakiem zasilania opadowego przy silnym przesuszeniu gruntu, uniemożliwiającym odnawianie zasobów wód podziemnych. Odcięte od zasilania poziomy wodonośne są cały czas drenowane przez cieki i źródła, wskutek czego obniża się poziom ich zwierciadło (**niżówka wód podziemnych**), a za nim systematycznie postępuje recesja, będących zwykle w związku hydraulicznym, wód powierzchniowych (**niżówka wód powierzchniowych**). Tempo sczerpywania zasobów strefy aktywnej wymiany w tym okresie, zwanym fazą reżimu własnego, zależy prawie wyłącznie od stopnia wypełnienia zbiorników wód podziemnych (Jokiel 1994). Deficyty wody dodatkowo pogłębiane są przez sprzyjające warunki ewapotranspiracyjne, uwarunkowane nie tylko sytuacją hydrometeorologiczną, lecz także fazą rozwoju wegetacyjnego.



Ryc. 1. Podstawowe parametry niżówki rzecznej

Fig. 1. Basic parameters of hydrological drought

V – objętość niedoboru odpływu, T – czas trwania niżówki, Q_{gr} – przepływ graniczny
V – streamflow deficit volume, T – low flow duration, Q_{gr} – threshold level

Niżówka rzeczna, będąca ostatnim ogniwem łańcucha reakcji na niedobory zasilnia, postrzegana jest jako dobry wskaźnik rozwoju suszy hydrologicznej (Strzebońska-Ratomska 1994, Tokarczyk 2008). Ogólnie definiuje się ją jako okres niskich przepływów (stanów wody) w rzece lub przepływów utrzymujących się w suchych warunkach pogodowych (Dębski 1970, Smakhtin 2001). Do-

precyzowanie definicji niżówki zależy od stosowanych podejść badawczych. Jednym z nich jest metoda przepływu granicznego, w której identyfikacja okresów niżówkowych bazuje na analizie hydrogramu przepływu względem pewnej przyjętej wartości progowej, wyznaczonej na podstawie wybranego przepływu charakterystycznego. Wartości graniczne szacuje się w oparciu o przepływy główne II stopnia, przepływy okresowe z krzywej czasów trwania przepływów, analizę rozkładu minimów rocznych lub przepływy umowne, przystosowane do określonych zadań gospodarki wodnej oraz kształtowania środowiska. W tym podejściu badawczym niżówka jest okresem, w którym przepływy są niższe od przepływu granicznego (Yevjevich 1967, Ozga-Zielińska 1990, Hisdal i in. 2004). W konsekwencji, podstawowym parametrem identyfikowanego zjawiska staje się objętość niedoboru odpływu w okresie, w którym jest on niższy od przepływu granicznego oraz czas trwania epizodu niżówkowego (ryc. 1).

Metoda opracowania

Stopień surowości suszy hydrologicznej zależy głównie od warunków hydrometeorologicznych okresu poprzedzającego, który może mieć zarówno wymiar sezonowy, jak i wieloletni. W odniesieniu do sezonu, istotną rolę odgrywa czas wystąpienia epizodu względem okresów typowego zasilania (opady jesienne, roztopy wiosenne oraz nabierające coraz większego znaczenia odwilże śródzimowe lub deszcze w czasie łagodnych zim). W ujęciu wieloletnim szczególnie niebezpieczne jest wystąpienie suszy w środku lub pod koniec tzw. serii lat suchych, kiedy zasobne, głębokie zbiorniki wód podziemnych, stanowiące bazę drenażową zlewni są w fazie zaawansowanej recesji. Zważywszy na fakt, że tempo ich odnawiania jest niezmiernie powolne, może dojść do takiej redukcji zasilania podstawowego, że koryta cieków zaczną wysychać. Niemal każda susza hydrologiczna jest wynikiem oddziaływania obu składowych, niezmiernie trudnych do odseparowania. Dlatego w cyklu sezonowym, susze i niżówki pojawiają się z bardzo zmienną i trudną do przewidzenia częstotliwością oraz natężeniem.

Z uwagi na dużą nieregularność badanego zjawiska, analizy sezonowe bazujące na interwałach miesięcznych są niezmiernie utrudnione. Dlatego też dobrym rozwiązaniem może być zastosowanie wskaźników kompleksowej oceny zmienności sezonowej. Do oszacowania stopnia nierównomierności rocznego przebiegu niedoborów odpływu niżówkowego, jak też pory ich koncentracji można wykorzystać metodykę bazującą na miarach kątowych, zaproponowaną do analizy sezonowej zmienności opadów atmosferycznych w USA przez Markhama (1970). Po pewnych przekształceniach metodycznych, zaproponowano

dwie miary sezonowości: indeks sezonowości (IS) oraz wskaźnik pory koncentracji (WPK) suszy hydrologicznej.

Obie charakterystyki powstają przy założeniu, że miesięczna objętość niedoboru odpływu niżówkowego reprezentowana jest przez wektor (r_i) o długości proporcjonalnej do objętości tegoż niedoboru i kącie nachylenia (α_i), uzależnionym od położenia środka danego miesiąca względem początku roku hydrologicznego:

$$\alpha_i = \frac{360 \cdot S}{365} \tag{1}$$

gdzie:
S – liczba dni pomiędzy początkiem roku hydrologicznego a środkiem danego miesiąca.

W wyniku zastosowania tej operacji powstaje 12 wektorów, dla których można wyznaczyć wektor wypadkowy R o module |R| i kierunku ω (ryc. 2). Dzieląc długość wektora wypadkowego |R| przez sumę długości wektorów cząstkowych $|r_i|$ można obliczyć indeks sezonowości IS:

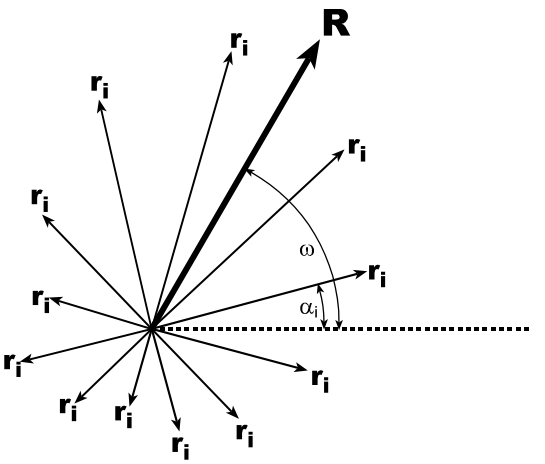
$$IS = \frac{|R|}{\sum_{i=1}^{12} |r_i|} \cdot 100\% \tag{2}$$

Obliczona charakterystyka przyjmuje wartości z przedziału 0–100%, a wraz z jej wzrostem, rośnie stopień sezonowości suszy hydrologicznej. Warto zwrócić uwagę, że wynik równy 0% oznaczać może nie tylko idealną równomierność niedoboru odpływu niżówkowego w ciągu 12 miesięcy, lecz również sytuację, w której susza hydrologiczna skupia się jedynie w dwóch przeciwstawnych miesiącach (np. listopad i maj). Oba przypadki mają charakter skrajny i teoretyczny, jednak wskazują na konieczność uważnej interpretacji uzyskiwanych wyników. Kąt nachylenia wektora wypadkowego R (ω) jest estymatorem pory koncentracji suszy hydrologicznej (ryc. 2), zaś wartość wskaźnika pory koncentracji (WPK) oblicza się według wzoru:

$$WPK = \operatorname{arctg}\left(\frac{\sum_{i=1}^{12} |r_i| \cos\alpha_i}{\sum_{i=1}^{12} |r_i| \sin\alpha_i} \right) \cdot \frac{365}{360} \tag{3}$$

WPK wskazuje na termin koncentracji objętości niedoboru odpływu niżówkowego (w dobach względem początku roku hydrologicznego) i nie należy jej

utożsamiać z okresem występowania suszy hydrologicznej o maksymalnym natężeniu lub sumarycznym deficycie odpływu. W połączeniu z indeksem sezonowości można ocenić nie tylko porę koncentracji suszy hydrologicznej, ale również jej siłę, która ma istotne znaczenie przy ocenach reżimu niżówkowego rzek.



Ryc. 2. Idea konstrukcji miar sezonowości Markhama

Fig. 2. Idea of Markham's seasonal indices

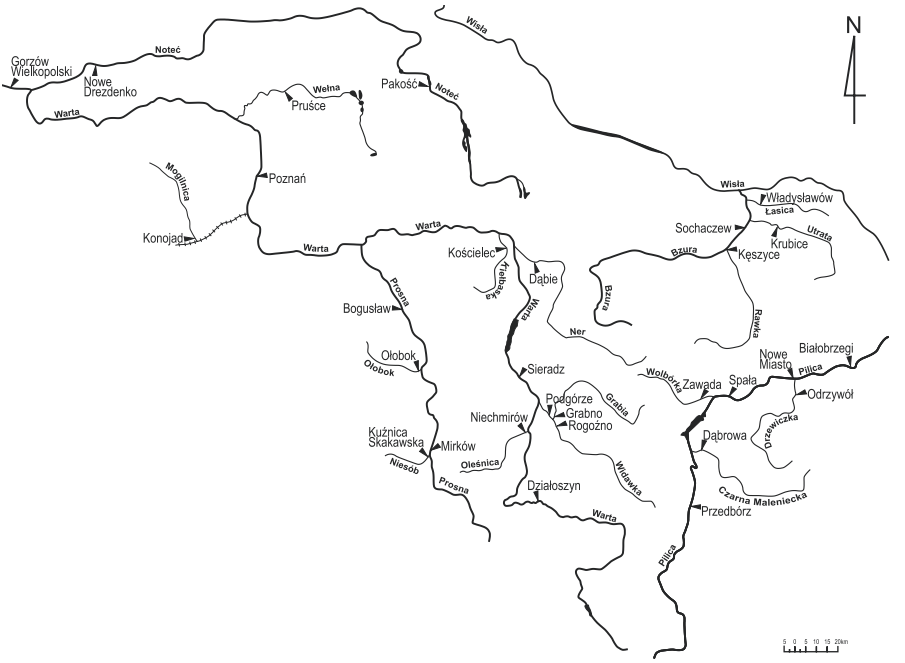
r_i – wektor reprezentujący niedobór odpływu niżówkowego w miesiącu i, R – wektor wypadkowy dla wektorów r_i, α_i – kąt reprezentujący położenie środka miesiąca, ω – kąt wskazujący termin pory koncentracji suszy hydrologicznej względem początku roku hydrologicznego.
r_i – vector showing streamflow deficit volume in month i, R – resultant vector for vectors r_i, α_i – angle showing midpoint position of the month, ω – angle showing point of time concentration in relation to the beginning of a hydrological year.

Warto dodać, że oba wskaźniki pozwalają na porównywanie pory i stopnia koncentracji w przebiegu rocznym pomiędzy różnymi ogniwami cyklu hydrologicznego. W literaturze polskiej znalazły one zastosowanie już przy ocenie opadów atmosferycznych (Kożuchowski i Wibig 1988), odpływu podziemnego (Tomaszewski 2001, 2007), odpływów niskich (Bartnik 2005) oraz odpływu całkowitego (Jokiel i Bartnik 2001, Bartnik i Tomaszewski 2006). Dokonano również próby oceny tego zagadnienia w odniesieniu do niedoborów odpływu niżówkowego dla próbki kilkunastu małych zlewni nizinnych (Tomaszewski 2009).

Materiał badawczy

Opracowaniem objęto 29 posterunków wodowskazowych zlokalizowanych na rzekach systemu Warty, Pilicy i Bzury (ryc. 3). Powierzchnie zlewni za-

mkniętych tymi wodowskazami są zróżnicowane i wynoszą od 246 do ponad 50 tys. km^2 (tab. 1).



Ryc. 3. Rozmieszczenie wodowskazów objętych opracowaniem.
Fig. 3. Location of the analysed water-gauges.

Rozmieszczenie obiektów badawczych odzwierciedla niemal pełne spektrum warunków fizycznogeograficznych, wpływających na proces kształtowania przepływów niżówkowych oraz ich niedoborów. Ponadto w badanym zbiorze znalazły się zlewnie, w których istotny wpływ na obieg wody posiada odkrywkowa działalność górnicza, przerzuty wody związane z gospodarką komunalną aglomeracji miejskich oraz funkcjonowanie dużych zbiorników przepływowych. Kilka wodowskazów zlokalizowanych w południowej części badanego obszaru zamyka zlewnie, które mają charakter wyżynny. Są one jednak niezbędne z powodu położenia w źródłowych odcinkach badanych dorzeczy, gdyż zapewniają kontinuum analizy badanego zjawiska z biegiem rzeki. Jednym z kryteriów doboru zlewni była długość i wiarygodność serii przepływów dobowych. Pod tym względem zbiór został uformowany tak, że we wszystkich przypadkach dysponowano serią obserwacyjną obejmującą okres 1951–2002, zgromadzoną i udostępnioną przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

Tabela 1. Wybrane charakterystyki sezonowości suszy hydrologicznej (1951–2002)
Table 1. Selected characteristics of seasonality of hydrological drought (1951–2002)

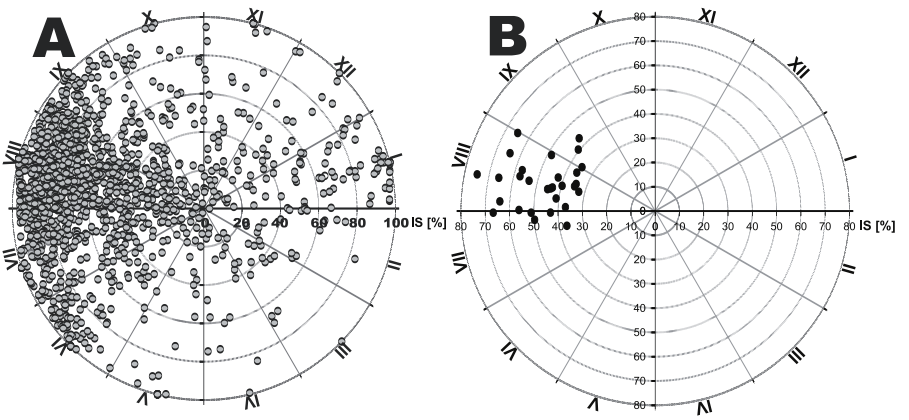
Nr	Zlewnia	A [km²]	WPK [data]	ZmWPK [dni]	IS [%]	CvIS [-]	a [-]	R^2 [-]
1	Warta – Działoszyn	4088,5	27–08	67,4	35,9	0,395	0,65	0,16
2	Warta – Sieradz	8139,6	1–09	71,8	35,1	0,405	0,88	0,27
3	Warta – Poznań (Most Rocha)	25910,9	8–09	62,1	40,5	0,419	0,71	0,15
4	Warta – Gorzów Wielkopolski	52404,3	29–08	61,9	48,5	0,358	0,52	0,10
5	Oleśnica – Niechmirów	591,6	12–08	39,7	65,8	0,237	-0,48	0,14
6	Widawka – Rogoźno	1268,5	8–08	39,6	41,1	0,412	0,98	0,35
7	Widawka – Podgórze	2354,5	14–08	47,8	53,4	0,344		
8	Grabia – Grabno	810,7	13–08	55,9	43,4	0,363		
9	Ner – Dąbie	1712,5	12–08	43,0	45,2	0,413	0,92	0,26
10	Kiełbaska – Kościelec	476,1	13–08	32,5	44,0	0,338	1,27	0,45
11	Prosna – Mirków	1255,0	30–07	58,7	51,0	0,372		
12	Prosna – Bogusław	4303,5	15–08	42,7	57,4	0,318		
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	246	4–08	29,2	64,1	0,234		
14	Ołobok – Ołobok	447,1	31–07	33,4	66,7	0,205		
15	Mogilnica – Konojad	663,2	22–08	34,2	64,3	0,238		
16	Wełna – Prusce	1130	30–08	33,4	65,1	0,210		
17	Noteć – Pakość	2356,2	14–09	65,8	43,3	0,320		
18	Noteć – Nowe Drezdenko	15970,1	18–08	57,5	57,2	0,319		
19	Pilica – Przedbórz	2535,9	19–08	72,2	34,4	0,356		
20	Pilica – Spała	5955,2	15–08	83,4	32,4	0,440		
21	Pilica – Nowe Miasto	6717	16–08	62,9	39,7	0,383		
22	Pilica – Białobrzegi	8664,2	20–08	66,7	42,2	0,362		
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	941,3	3–08	66,7	37,0	0,387	0,78	0,22
24	Wolbórka – Zawada	616,0	22–07	66,4	36,8	0,449	0,71	0,15
25	Drzewiczka – Odrzywół	1004,1	18–08	75,3	34,7	0,380		
26	Bzura – Sochaczew	6281,4	30–07	52,1	43,1	0,374		
27	Rawka – Kęszyce	1190,6	27–07	63,8	49,8	0,356		
28	Utrata – Krubice	714,7	1–08	53,3	56,1	0,306	0,66	0,19
29	Łasica – Władysławów	363,1	12–08	32,3	74,8	0,148		

Objaśnienia: A – powierzchnia zlewni, WPK – wskaźnik pory koncentracji suszy hydrologicznej, ZmWPK – wskaźnik średniej zmiany WPK z roku na rok, IS – indeks sezonowości suszy hydrologicznej, CvIS – współczynnik zmienności IS, a – współczynnik kierunkowy równania trendu liniowego IS istotnego statystycznie ($\alpha = 0,01$), R^2 – współczynnik dopasowania aproksymowanej linii trendu.

A – catchment area, WPK – period of seasonal concentration of hydrological drought, ZmWPK – index of mean change of WPK year by year, IS – seasonality index of hydrological drought, CvIS – variation coefficient of IS, a –slope coefficient of linear trend equations statistically significant ($\alpha = 0,01$), R^2 – determination coefficient of approximated linear trend.

Epizody niżówkowe zidentyfikowane zostały na podstawie metody przepływu granicznego, gdzie za rzędną odcięcia przyjęto przepływ odpowiadający 70. percentylowi z krzywej czasów trwania przepływów wraz z wyższymi, wyznaczonej na bazie wartości dobowych dla całego wielolecia. Modelowe badania wskazują, iż rzędna ta jest bardzo dobrym estymatorem wartości progowej niżówki, zarówno pod względem genetycznym, jak i z powodu stabilności czasowej (Tomaszewski 2011). Dla każdego ze zidentyfikowanych epizodów dokonano oszacowania niedoboru odpływu niżówkowego oraz czasu jego trwania.

Uzyskane wartości przyporządkowano odpowiadającym im miesiącom. W dalszym etapie obliczono wskaźnik pory koncentracji (WPK) oraz indeks sezonowości (IS) suszy hydrologicznej dla każdego roku (ryc. 4A) oraz całego wielolecia (ryc. 4B).



Ryc. 4. Położenie grotów wektorów indeksu sezonowości i wskaźnika pory koncentracji suszy hydrologicznej obliczonych dla kolejnych lat (A) oraz wielolecia (B).

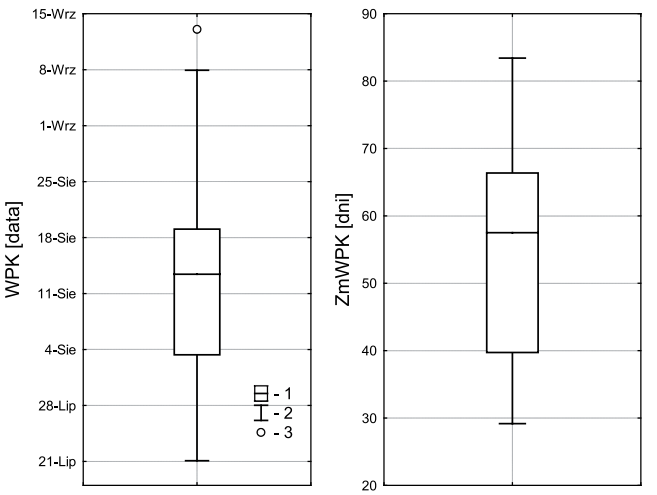
Fig. 4. Location the vector heads of seasonality index and time of seasonal concentration of hydrological drought calculated for particular years (A) and for multiyear (B).

Pora koncentracji

Przeciętna pora koncentracji suszy hydrologicznej w zlewniach środkowej Polski wypada 14 sierpnia. W połowie analizowanych przypadków WPK przypada na dwie pierwsze dekady sierpnia, zaś skrajne wartości rozkładu dotyczą 22 lipca (Wolbórka – Zawada) i 14 września (Noteć – Pakość; ryc. 5, 4B). Warto zauważyć, że rozkład wartości jest symetryczny i zbliżony do normalnego, co świadczy o dużej jednorodności warunków determinujących porę koncentracji. To z kolei wskazuje na wagę czynników oddziałujących w skali całego regionu nizinnego, czyli klimatycznych, ze szczególnym uwzględnieniem warunków hydrometeorologicznych kształtujących opad i ewapotranspirację.

Po raz kolejny potwierdza się teza o roli półrocza letniego w kształtowaniu niedoborów odpływu niżówkowego na nizinach (Kasprzyk i Kupczyk 1998, Tomaszewski 2007a). Ponadto uzasadnienie znajduje koncepcja rozdziału niżówek letnio-jesiennych na letnie i jesienne (Stachý i in. 1979). Z punktu widzenia reżimu rzecznego deficyty odpływu częściej pojawiają się latem i są dużo głębsze,

choćby z powodu pełnego rozwoju wegetacji. Jesienią mogą również powstawać głębokie niżówki, jednak zjawisko to występuje znacznie rzadziej, a często jest efektem przedłużających się niżówek letnich. Zagadnienie to dobrze ilustruje rysunek 4A. Widać na nim bardzo wyraźną dysproporcję pomiędzy latami, w których pora koncentracji suszy obejmowała sierpień wraz z miesiącami przyległymi w stosunku do innych pór roku. Zwraca również uwagę fakt, że pora koncentracji suszy hydrologicznej pojawia się równie często jesienią, co zimą i gwałtownie urywa w lutym. Tego ostatniego nie należy jednak wiązać wyłącznie z warunkami termicznymi, lecz z faktem, że na ten miesiąc przesunęła się pora koncentracji odpływu podziemnego i całkowitego na nizinach (Bartnik i Tomaszewski 2006, Tomaszewski 2007b).



Ryc. 5. Zróżnicowanie wskaźnika pory koncentracji suszy hydrologicznej (WPK) oraz wskaźnika jego średniej zmiany z roku na rok (ZmWPK)

Fig. 5. Distribution of period of seasonal concentration of hydrological drought (WPK) and index of its mean change from year to year (ZmWPK)

1 – kwartyl dolny – mediana – kwartyl górny, 2 – zakres nieodstających w obrębie 1,5 odchylenia międzykwwartylowego), 4 – wartości odstające
1 – lower quartile – median – upper quartile, 2 – range below 1,5 quartile deviation, 3 – outliers

Przestrzenne zróżnicowanie pory koncentracji suszy hydrologicznej wykazuje pewne uporządkowanie (ryc. 6). Najwcześniej zjawisko to zachodzi w dorzeczu Bzury. Ponadto koncentracja z przełomu lipca i sierpnia dotyka małych zlewni autochtonicznych w dorzeczu Prosny i Pilicy. Mimo, iż różnice czasowe pory koncentracji suszy hydrologicznej są stosunkowo niewielkie, to obserwowane

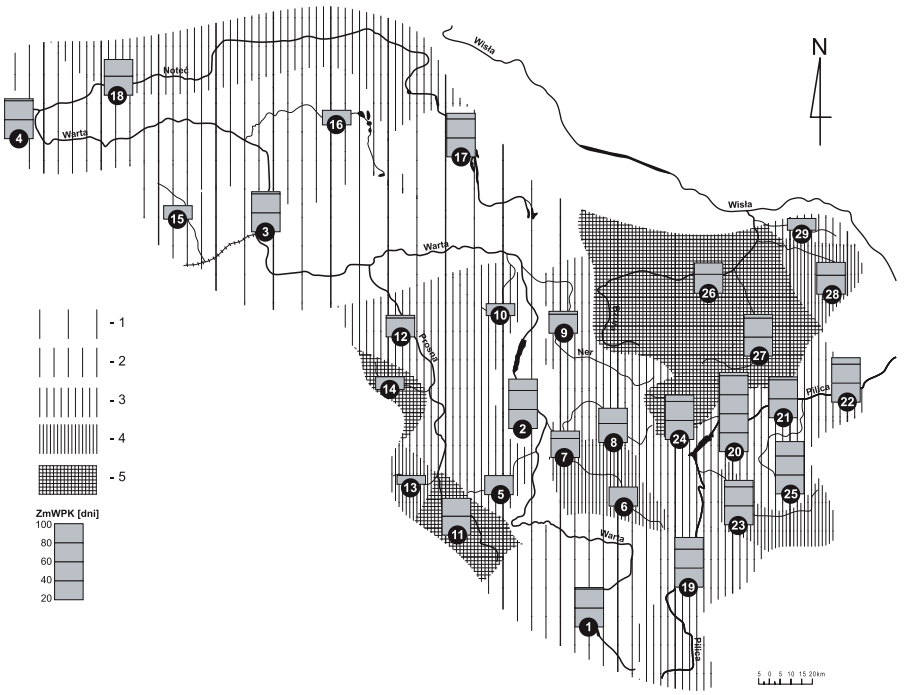
„wyprzedzenie" wynika najprawdopodobniej ze stosunkowo małych zdolności retencyjnych zbiorników strefy aktywnej wymiany w tych zlewniach. Dodatkowo ich niewielka powierzchnia oraz położenie w pobliżu stref wododziałowych sprawia, że koryta cieków płytko rozcinają drenowane poziomy wodonośne, przez co są bardziej podatne na formowanie letnich niedoborów odpływu niżówkowego. W zlewniach jeziornych pora koncentracji suszy hydrologicznej pojawia się później od przeciętnej. Jest to uwarunkowane buforującym oddziaływaniem mis zbiornikowych, które mogą alimentować wodę z krótkotrwałych opadów deszczu w fazie suszy glebowej, podczas gdy ich infiltracja do wód podziemnych jest wtedy znacznie ograniczona. Stąd łagodzenie tempa recesji zasobów i późniejsza kulminacja suszy hydrologicznej. W skali całego regionu, niedobory odpływu niżówkowego koncentrują się najpóźniej wzdłuż biegu Warty (przełom sierpnia i września). Uwarunkowane jest to nie tylko przyrastającą retencyjnością dorzecza, lecz również pewną asynchronicznością pomiędzy niżówkami na rzece głównej i poszczególnymi jej dopływami. Warto zauważyć bardzo ciekawy kontrast pojawiający się w pradolinie warszawsko-berlińskiej. Mimo względnie podobnych warunków fizycznogeograficznych, w części wschodniej pora koncentracji występuje skrajnie wcześnie, podczas gdy w zachodniej – skrajnie późno. Jest to niemal wzorcowy przykład relacji między rzeką auto- i allochtoniczną oraz ich wpływem na przebieg suszy hydrologicznej.

Wieloletnia stabilność pory koncentracji suszy hydrologicznej oceniona została na podstawie wskaźnika średniej zmiany z roku na rok (ZmWPK). Miara ta jest prostą średnią arytmetyczną z różnic pomiędzy terminami pory koncentracji w kolejnych latach badanego okresu:

$$\mathrm{ZmWPK} = \frac{\sum_{i=1}^{n-1}\left(\mathrm{WPK}_{i+1} - \mathrm{WPK}_{i}\right)}{n-1}\,[\mathrm{doba}] \qquad (4)$$

Przeciętna zmiana z roku na rok w badanej próbce zlewni wyniosła 58 dni (ryc. 5). W połowie badanych przypadków okres ten trwał od 40 do 67 dni, zaś ekstrema zakreślone zostały wartościami 29 dni (Niesób – Kuźnica Skakawska) oraz 83 dni (Pilica – Spała). Rozkład w badanej próbce zlewni jest zbliżony do normalnego. Największą stabilność pory koncentracji suszy hydrologicznej wykazują zlewnie jeziorne oraz małe systemy, w których pora ta pojawiała się relatywnie wcześnie (ryc. 6). Ponadto regularne występowanie WPK odnotowano w zlewniach poddanych silnej antropopresji, związanej ze zrzutami wód pochodzących z odwadniania kopalń odkrywkowych (Widawka, Kiełbaska) oraz z przerzutami wody do celów komunalnych (Ner). Znaczna niestabilność pory

koncentracji pojawiła się w dużych rzekach, co wiązać należy ze zróżnicowaniem genetycznym suszy hydrologicznej na rzece głównej i jej dopływach. Interesujący przypadek wystąpił na Pilicy w Spale. Przeciętna zmiana pory koncentracji jest tam zdecydowanie wyższa niż na pozostałych wodowskazach zlokalizowanych na tej rzece, co może być związane ze sposobem gospodarowania Zbiornikiem Sulejowskim (położonym nieco powyżej wodowskazu), którego działania operacyjne związane z ograniczaniem skutków suszy wywołują zaburzenie naturalnej zmienności odpływu niżówkowego.



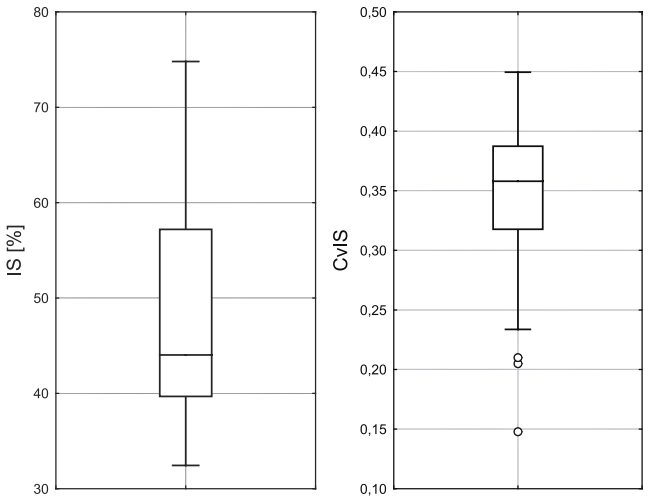
Ryc. 6. Pora koncentracji suszy hydrologicznej i jej wieloletnia zmienność (1951–2002)

Fig. 6. Period of time concentration of hydrological drought and its multiannual variability (1951–2002)

Wskaźnik pory koncentracji suszy hydrologicznej (WPK) w dekadach: 1 – IX-1, 2 – VIII-3, 3 – VIII-2, 4 – VII-1, 5 – VII-3, ZmWPK – wskaźnik średniej zmiany WPK z roku na rok, numer wodowskazu zgodny z tab. 1.
Period of time concentration of hydrological drought (WPK) in ten-days periods: 1 – IX-1, 2 – VIII-3, 3 – VIII-2, 4 – VII-1, 5 – VII-3, ZmWPK – index of mean change of WPK year by year, water-gauge number – see tab. 1.

Stopień sezonowości

Przeciętna wartość indeksu sezonowości w badanych zlewniach wynosi 44%. W połowie analizowanych przypadków IS zmienia się w przedziale 40–57%, zaś ekstrema rozkładu zarysowane są wartościami 32,4% (Pilica – Spała) oraz 74,8% (Łasica – Władysławów; ryc. 7, 4B). Warto zauważyć, że susze hydrologiczne odznaczają się bardzo wysokim stopniem sezonowości. Dla porównania, poziom nierównomierności sezonowej opadów atmosferycznych na tym terenie wynosi ok. 25% (Wibig i Kożuchowski 1998), a odpływów całkowitych – 21% (Bartnik i Tomaszewski 2006). Najbardziej wyrównany jest odpływ podziemny, gdyż przeciętna wartość indeksu sezonowości wynosi na tym terenie jedynie 18,2% (Tomaszewski 2007a). Zwraca uwagę fakt, iż istnieje duża grupa lat, w których poziom sezonowości osiągnął 100% (ryc. 4A). Oznacza to, iż w reżimie przepływów niżówkowych bardzo duże znaczenie odgrywają krótkie epizody letnie.

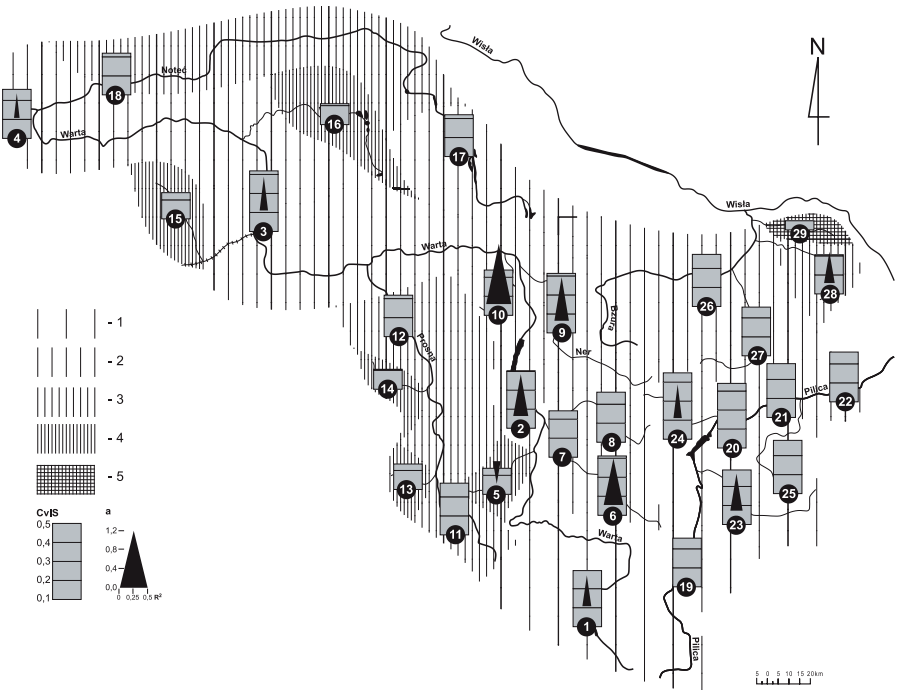


Ryc. 7. Zróżnicowanie indeksu sezonowości suszy hydrologicznej (IS) oraz jego współczynnika zmienności (CvIS)

Fig. 7. Distribution of seasonality index of hydrological drought (IS) and its variation coefficient (CvIS)

Rozkład wartości jest nieznacznie asymetryczny dodatnio. Zwraca uwagę minimum IS odnotowane w Spale (ryc. 8), które potwierdza poprzednie wnioski dotyczące gospodarki wodnej na Zbiorniku Sulejowskim, a skutkujące także równomiernym rozłożeniem sezonowym niedoborów odpływu. W ujęciu przestrzennym znacznie niższy poziom sezonowości zjawiska obserwowany jest

w dorzeczu Pilicy i wiąże się on z występowaniem zasobnych zbiorników wód podziemnych w dobrze uszczelinionych skałach węglanowych, których reżim wpływa łagodząco na przebieg recesji i nachylenie krzywej wysychania przepływu. Podwyższone wartości indeksu sezonowości obserwuje się w zlewniach jeziornych (buforowanie lokalnych odchyleń i ekstremów przepływu przez misy jeziorne) oraz w małych systemach wododziałowych.



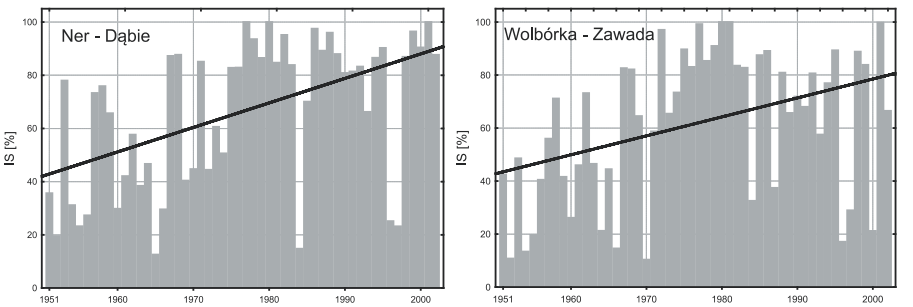
Ryc. 8. Indeks sezonowości suszy hydrologicznej i jego wieloletnia zmienność (1951–2002)
Fig. 8. Seasonality index of hydrological drought and its variability (1951–2002)

Indeks sezonowości suszy hydrologicznej (IS) [%]: 1 – 30,1–40,0, 2 – 40,1–50,0, 3 – 50,1–60,0, 4 – 60,1–70,0, 5 – 70,1–80,0; CvIS – współczynnik zmienności IS, a – współczynnik kierunkowy równania trendu liniowego IS istotnego statystycznie (α = 0,01), R2 – współczynnik dopasowania aproksymowanej linii trendu, numer wodowskazu zgodny z tab. 1.
Seasonality index of hydrological drought (IS) [%]: 1 – 30,1–40,0, 2 – 40,1–50,0, 3 – 50,1–60,0, 4 – 60,1–70,0, 5 – 70,1–80,0; CvIS – variation coefficient of IS, a – statistically significant slope coefficient of linear trend equations (α = 0,01), R2 – determination coefficient of approximated linear trend, water-gauge number – see tab. 1.

Wieloletnia stabilność indeksu sezonowości oceniona została na podstawie współczynnika zamienności, obliczonego jako iloraz odchylenia standardowego i średniej arytmetycznej (CvIS). Przeciętna zmienność badanego zjawiska nie jest zbyt wysoka, gdyż wynosi 0,36 (ryc. 7). Przedział zmienności nie jest zbyt

szeroki (0,15–0,45), zaś lekka asymetria ujemna wskazuje, że w kilku zlewniach indeks sezonowości jest zdecydowanie bardziej stabilny od pozostałych. Należą do nich zlewnie pojezierne i małe zlewnie wododziałowe (ryc. 8). Na pozostałym obszarze wieloletnia dynamika stopnia nierównomierności suszy hydrologicznej jest bardzo podobna, o czym świadczy dość wąski przedział połowy liczebności.

W kilku przypadkach zaobserwowano istotną statystycznie tendencję liniową zmian przebiegu indeksu sezonowości (ryc. 8, 9; tab. 1). Najsilniejsze trendy dotyczą obszarów dotkniętych silną antropopresją (Widawka, Ner, Kiełbaska). Jednak nie współczynnik kierunkowy (a) oszacowanych równań, lecz współczynnik dopasowania (R^2) wskazuje na siłę tego oddziaływania. Jego wartości dowodzą, że składowa systematyczna wyjaśnia od 26 do 45% ogólnej zmienności indeksu sezonowości. Na pozostałych wodowskazach współczynniki dopasowania są już znacznie niższe, lecz zwraca uwagę fakt, iż wskutek działań wodnogospodarczych, stopniowym wzrostem indeksu sezonowości objęta jest cała Warta.



Ryc. 9. Przykłady statystycznie istotnych trendów rocznego przebiegu indeksów sezonowości suszy hydrologicznej

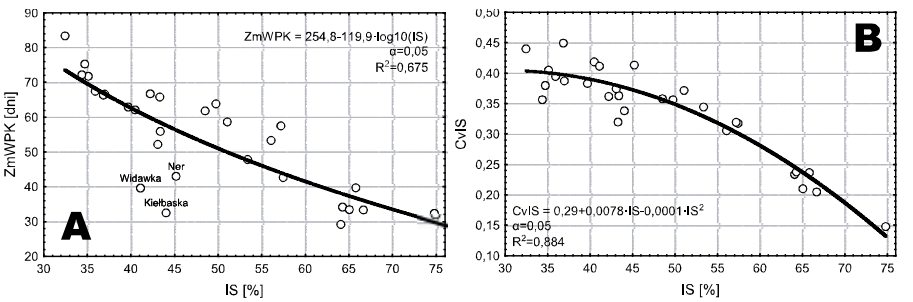
Fig. 9. Examples of statistically significant trends in annual course of seasonality indices of hydrological drought

Podsumowanie

Przeprowadzone analizy dowodzą, że zarówno pora, jak i siła koncentracji suszy hydrologicznej w zlewniach nizinnych wykazuje istotne i wielokierunkowe zmiany. Zanotowane terminy pory koncentracji występują latem, przeciętnie w połowie sierpnia. Główną determinantą ich rozkładu czasowego są czynniki hydrometeorologiczne związane z opadami i ewapotranspiracją. Modyfikującą rolę odgrywają warunki hydrogeologiczne, obecność jezior oraz miejsce usy-

tuowania w hierarchii sieci rzecznej. Indeks sezonowości suszy hydrologicznej uwarunkowany jest zasobnością i reżimem zbiorników strefy aktywnej wymiany, a w przypadku dolnych części zlewni zależy od stopnia synchronizacji okresów niżówkowych na dopływach rzeki głównej. Ponadto wielkość sezonowej nierównomierności niedoborów odpływu niżówkowego jest bardzo podatna na wpływy antropogeniczne. W zlewniach znajdujących się pod silną antropopresją miara ta wykazuje istotne statystycznie tendencje wieloletnie (Widawka, Ner, Kiełbaska, Warta).

Zjawisko sezonowości suszy hydrologicznej posiada jeszcze jedną, ciekawą właściwość. Otóż przy niskich wartościach IS, pora koncentracji suszy hydrologicznej nabiera „skłonności" do przemieszczania się, przez co jest niestabilna w wieloleciu (ryc. 10A). Zatem w zlewniach o względnie równomiernym rozłożeniu niedoborów odpływu niżówkowego w ciągu roku, niewielkie zmiany warunków hydroklimatycznych w kolejnych latach będą sprawiały, iż pora koncentracji będzie występować w różnych, często odległych od siebie terminach. Z kolei w zlewniach charakteryzujących się wysokim stopniem sezonowości niedoborów odpływu niżówkowego, pora ich koncentracji będzie podobna z uwagi na występowanie jednego lub kilku czynników silnie determinujących przebieg suszy hydrologicznej w danej porze roku. Zależność ta jest szczególnie wyraźna i statystycznie istotna, jeśli wykluczymy z badanego zbioru przypadki, w których działania gospodarki wodnej sztucznie stabilizują porę koncentracji (Widawka, Ner, Kiełbaska).



Ryc. 10. Wybrane zależności regresyjne
Fig. 10. Selected regression relationships

IS – indeks sezonowości suszy hydrologicznej, CvIS – współczynnik zmienności IS, ZmWPK – wskaźnik średniej zmiany wskaźnika pory koncentracji suszy hydrologicznej z roku na rok, α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji, R^2 – współczynnik determinacji
IS – seasonality index of hydrological drought, CvIS – variation coefficient of IS, ZmWPK – index of mean change of period of seasonal concentration of hydrological drought year by year, α – significance level of approximated regression function, R^2 – determination coefficient

Wysokiemu poziomowi sezonowości towarzyszy także jego znaczna stabilność wieloletnia (ryc. 10B). W ujęciu regionalnym pojawia się jednak „bariera" maksymalnej zmienności indeksu sezonowości, estymowana współczynnikiem zmienności na poziomie 0,45. Można zatem zaryzykować stwierdzenie, że poziom sezonowości suszy hydrologicznej odgrywa kluczową rolę zarówno w kształtowaniu terminów jej pojawiania się, jak i zmienności.

Opracowanie wykonano w ramach projektu badawczego 4638/B/P01/2010/38 pt. „Wieloletnia i sezonowa zmienność niżówek i odpływów niżówkowych w środkowej Polsce – uwarunkowania genetyczne i potencjalne skutki w gospodarce wodnej".

Literatura

Bartnik A., 2005, Odpływ niski w Polsce, Acta Geogr. Lodz., 91, ss. 95

Bartnik A., Tomaszewski E., 2006, Zastosowanie indeksu pory koncentracji do oceny podatności reżimu rzecznego na formowanie przepływów ekstremalnych w zlewniach nizinnych, [w:] Przemiany środowiska geograficznego Polski północno-zachodniej, Kostrzewski A., Czerniawska J. /red./, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 137–144

Dębski K., 1970, Hydrologia, Arkady, Warszawa, ss. 368

Hisdal H., Tallaksen L.M., Clausen B., Peters E., Gustard A., 2004, Hydrological Drought Characteristics, [w:] Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater, Tallaksen L.M., Lanen H.A.J. van /red./, Developments in Water Science, 48, Elsevier, s. 139–198

Jokiel P., 1994, Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce, Acta Geogr. Lodz., 66–67, ss. 236

Jokiel P., Bartnik A., 2001: Zmiany w sezonowym rozkładzie odpływu w Polsce środkowej w wieloleciu 1951–1988. Wiad. IMGW, 2, s. 3–17

Kasprzyk A., Kupczyk E., 1998, Ocena podatności systemu zlewni rzecznej na występowanie niżówek o znacznym deficycie odpływu, [w:] Hydrologia u progu XXI wieku, Magnuszewski A., Soczyńska U. /red./, Retro Art, Warszawa, s. 157–166

Kożuchowski K., Wibig J., 1988, Kontynentalizm pluwialny w Polsce. Acta Geogr. Lodz., 55, ss. 102

Markham C. G., 1970, Seasonality of Precipitation in The United States, Annals of the Association of American Geographers, vol. 60, 3, s. 593–597

Ozga-Zielińska M., 1990, Niżówki i wezbrania – ich definiowanie i modelowanie, Przegl. Geof. 1–2, s. 33–44

Smakhtin V. U., 2001, Low flow hydrology: a review, Journal of Hydrology 240, s. 147–186

Stachý J., Biernat B., Dobrzyńska I., 1979, Odpływ rzek polskich w latach 1951–1970, Mat. Bad. IMGW, Seria Spec., 6, ss. 71

Strzebońska-Ratomska B., 1994, Metodyka oceny intensywności i zasięgu suszy hydrologicznej. Cz. I – Susza hydrologiczna na Podkarpaciu w latach 1961–1990, Wiad. IMGW, 4, s. 15–42

Tokarczyk T., 2008, Wskaźniki oceny suszy stosowane w Polsce i na świecie, Infrast. i Ekol. Wsi, 7, s. 167–182

Tomaszewski E., 2001, Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971––1990, Acta Geogr. Lodz., 79, ss.149

Tomaszewski E., 2007a, Hydrological Droughts in Central Poland – Temporal and Spatial Patterns, Geogr. Polon., vol. 80, 2, s. 117–124

Tomaszewski E., 2007b, Pora koncentracji odpływu podziemnego w środkowej Polsce, [w:] Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym, Michalczyk Z. /red./, Wyd. UMCS, Lublin, s. 537–547

Tomaszewski E., 2009, Selected aspects of drought streamflow deficit variability in small lowland catchments, IHP-VII, Technical Documents in Hydrology, No 84, UNESCO, Paris, s. 95–101

Tomaszewski E., 2011, Defining the threshold level of hydrological drought in lake catchments, Limnol. Rev., vol. 11, 2, s. 81–89

Yevjevich V., 1967, An Objective Approach to Definitions and Investigations of Continental Hydrologic Drought, Hydrology Paper No. 23, Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado, ss. 18

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
Gospodarowanie wodą w warunkach zmieniającego się środowiska
TOM 1

Anna Wolanin, Łukasz Pęksa*

Uniwersytet Jagielloński,
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej,
ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków, e-mail: anna.wolanin@uj.edu.pl
*Tatrzański Park Narodowy,
ul. Chałubińskiego 42 a 34–500 Zakopane, e-mail: lpeksa@tpn.pl

PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE ODPŁYWU W SEZONIE ZIMOWYM 2011/2012 W ZLEWNIACH TATRZAŃSKIEGO PARKU NARODOWEGO

SPATIAL DIVERSITYOF STREAM OUTFLOW FROM THE CATCHMENTS WITHIN THE TATRA NATIONAL PARK IN WINTER 2011/2012

Streszczenie: Celem opracowania jest przedstawienie przestrzennego zróżnicowania odpływu w sezonie zimowym w zlewniach zlokalizowanych na obszarze Tatrzańskiego Parku Narodowego obejmującego swym zasięgiem północną stronę masywu Tatr. Badania przeprowadzono w 9. zlewniach tatrzańskich w czasie występowania niżówki zimowej na przełomie lat 2011 i 2012. Największym odpływem całkowitym odznacza się zlewnia Białki, natomiast najmniejszym – zlewnia Małołąckiego Potoku. Z kolei największym odpływem jednostkowym cechuje się zlewnia Olczyskiego Potoku, a najmniejszym – podobnie jak w przypadku odpływu całkowitego – zlewnia Małołąckiego Potoku. To zróżnicowanie przestrzenne wynika przede wszystkim ze zróżnicowanych warunków hydrogeologicznych.

Słowa kluczowe: odpływ, niżówka, Tatry

Summary: The aim of the study is to present spatial diversity of stream outflow and values of specific runoff from the catchments within the Tatra National Park. The study was conducted in nine basins in the Tatra Mts. during low water levels in winter 2011/2012. It was found that Białka Stream basin characterized by the largest runoff, while the Małołącki Stream basin – the smallest one. The highest specific runoff occurs in the Olczyski Stream basin while Małołącki Stream basin was characterized by the smallest one. Hydrogeological conditions influence spatial diversity of runoff in basins in the Tatra National Park especially.

Key words: runoff, low flows, the Tatra Mountains

Wstęp

Historia systematycznych pomiarów hydrologicznych na obszarze Tatrzańskiego Parku Narodowego (TPN) ma już blisko 100 lat. Od 1918 r. stałe obserwacje stanów wody prowadzone są na Potoku Kościeliskim (Ziemońska 1974). Z inicjatywy Danuty Małeckiej zainstalowano ponad 30 wodowskazów i okresowych reperów. Obsługą tej sieci obserwacyjnej zajmowali się pracownicy i studenci Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego (Małecka 1996). Obecnie opiekę nad posterunkami hydrologicznymi sprawuje Tatrzański Park Narodowy, który od roku 2003 podjął starania o wdrożenie działań mających na celu monitoring jakości wody oraz obserwacje zmienności odpływu. Przeprowadzono m.in. wymianę dotychczasowych łat hydrologicznych na automatyczne limnigrafy i uzupełniono sieć posterunków hydrologicznych, których liczba w 2012 r. wynosiła 42 (Pęksa 2010). W ten sposób monitoringiem objęto większość wywierzysk oraz zlewni jeziornych i rzecznych znajdujących się w obrębie TPN.

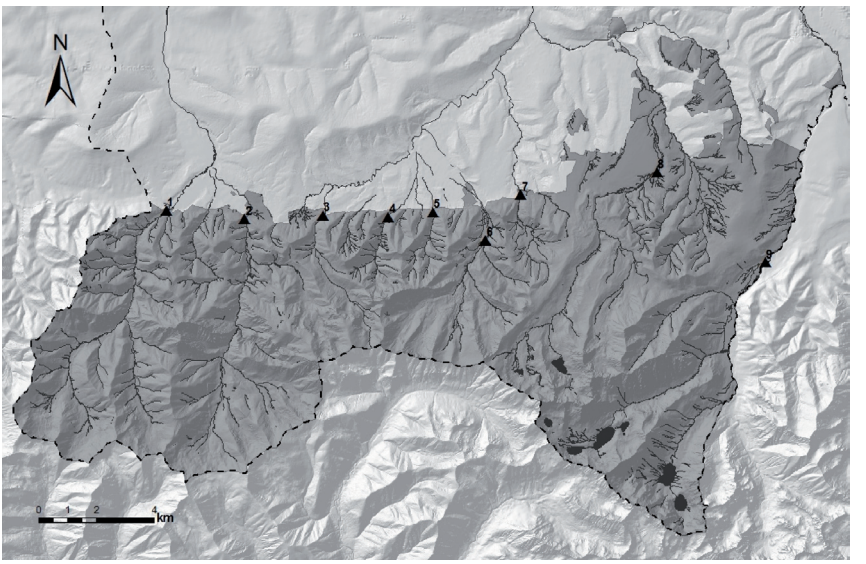
Ze względu na duże zasoby wodne uwarunkowane wysokimi opadami i stosunkowo niskim parowaniem, obszar Tatr wyróżnia się na tle całych Karpat, a wielkie bogactwo zjawisk wodnych występujących na tym obszarze sprawia, że prowadzenie monitoringu hydrologicznego nie jest łatwe. Mimo to – zdaniem Łajczaka (1996) – Polska część Tatr pod względem hydrologicznym należy do dobrze poznanych obszarów górskich. Jednak dotychczasowe opracowania dotyczące hydrografii oraz składowych bilansu wodnego w większości bazują na danych pochodzących z drugiej połowy ubiegłego wieku (Figuła 1956, Gieysztor 1961, Łajczak 1988, 1996, Ziemońska 1973). Natomiast w Tatrach wciąż powraca problem aktualnych zasobów wodnych, zwłaszcza w kontekście gospodarowania nimi w dobie wciąż rozrastającej się infrastruktury turystycznej i wzrostu zapotrzebowania na sztuczne śnieżenie stoków narciarskich przy granicy TPN. Mając na uwadze fakt, że rocznie do Zakopanego i okolicznych miejscowości przybywa ponad 2 miliony turystów, określenie dostępnych zasobów wodnych, zwłaszcza w okresie niżówkowym, wydaje się niezmiernie ważne.

Cel i obszar badań

Celem niniejszego opracowania jest przedstawianie przestrzennego zróżnicowania odpływu ze zlewni głównych potoków odwadniających TPN w okresie wyjątkowo dotkliwej niżówki zimowej na przełomie lat 2011 i 2012.

Tatry cechują się skomplikowaną budową geologiczną. W południowej ich części występuje trzon krystaliczny zbudowany głównie ze skał magmowych

i metamorficznych. Natomiast północną część budują skały osadowe, głównie wapienie, dolomity z udziałem margli, piaskowców i łupków (Bac-Moszaszwili i in. 1979). W Tatrach występują też najwyższe w Polsce sumy opadów, ale zmieniają się one od podnóża w kierunku szczytów. Średnia roczna suma opadów w Zakopanem osiąga 1120 mm, zaś na Kasprowym Wierchu aż 1800 mm, natomiast średni gradient opadowy wynosi 70 mm na 100 m (Pociask-Karteczka i in. 2010, Żmudzka 2010).



Ryc. 1. Lokalizacja przekrojów hydrometrycznych na obszarze Tatrzańskiego Parku Narodowego

1 – Chochołowski Potok, 2 – Kościeliski Potok, 3 – Małołącki Potok, 4 – Strążyski Potok, 5 – Biały Potok, 6 – Bystra, 7 – Olczyski Potok, 8 – Sucha Woda, 9 – Białka

Fig. 1. Location of measurement points in the Tatra National Park

1 – Chochołowski Stream, 2 – Kościeliski Stream, 3 – Małołącki Stream, 4 – Strążyski Stream, 5 – Biały Stream, 6 – Bystra Stream, 7 – Olczyski Stream, 8 – Sucha Woda Stream, 9 – Białka Stream

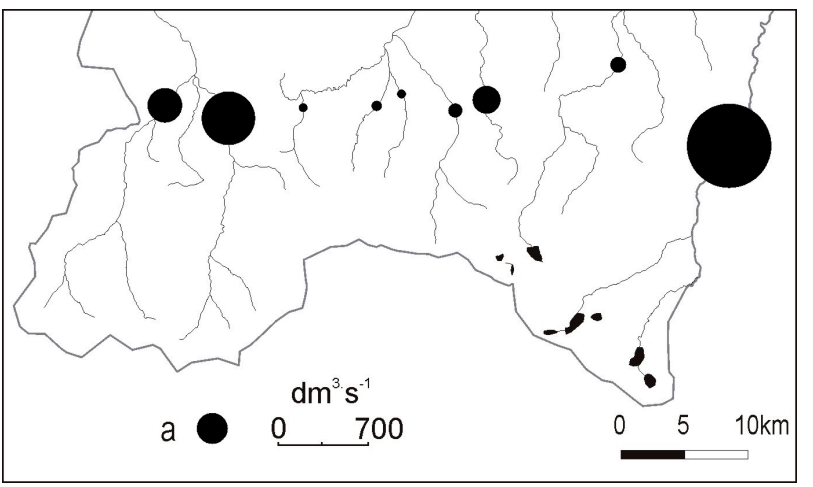
Metody

Badaniami objęto zlewnie dziewięciu potoków (ryc. 1): Chochołowskiego, Kościeliskiego, Małołąckiego, Strążyskiego, Białego, Bystrej, Olczyskiego, Suchej Wody i Białki. Przekroje hydrometryczne zlokalizowane były u wylotu analizowanych potoków z masywu tatrzańskiego w miejscach, gdzie Tatrzański Park Narodowy oraz Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej prowadzą monitoring

hydrologiczny. Badania polegające na pomiarze natężenia przepływu przeprowadzono trzykrotnie w czasie niskich stanów wody w grudniu 2011 r. oraz w styczniu i lutym 2012 r. Pomiary natężenia przepływu wykonano przy użyciu akustycznego czujnika prędkości przepływu wody OTT ADC. Natężenie przepływu obliczono metodą rachunkową. Liczbę sondowań i pionów hydrometrycznych oraz wartość współczynnika redukcyjnego przyjęto według instrukcji IMGW.

Wyniki

Na podstawie wykonanych pomiarów można stwierdzić, że sumaryczny odpływ z badanych zlewni z obszaru TPN wynosił około 1500 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Jednakże wielkość odpływu w poszczególnych zlewniach tatrzańskich była bardzo zróżnicowana. Największe jego wartości stwierdzono w zlewni Białki (ryc. 2). Stanowił on prawie 42% odpływu z wszystkich badanych zlewni (tab. 1). Nieco niższym odpływem charakteryzowały się zlewnie potoków Kościeliskiego, Chochołowskiego i Olczyskiego. Natomiast najmniejszymi wartościami odpływu charakteryzowały się zlewnie potoków Małołąckiego i Białego – odpowiednio 0,1% i 0,2% odpływu (tab. 1, ryc. 2).



Ryc. 2. Średni przepływ [$dm^3 \cdot s^{-1}$] potoków w Tatrzańskim Parku Narodowym w czasie badań
a – wielkość przepływu (miarą jest średnica koła)

Fig. 2. Mean discharge [$dm^3 \cdot s^{-1}$] of streams in the Tatra National Park during the research
a – value of discharge (the measure is the diameter of circle)

Warto także zwrócić uwagę na różnicę w odpływie między zlewniami potoków Kościeliskiego i Chochołowskiego (tab. 1, ryc. 2). Mimo, że obie zlewnie mają podobną powierzchnię i w obu występują wywierzyska, to jednak odpływ ze zlewni Potoku Kościeliskiego był o około 40% większy od odpływu ze zlewni Potoku Chochołowskiego.

Z badań wynika, że w czasie niżówki zimowej średni odpływ jednostkowy z badanych zlewni wynosił 7,25 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Jednakże jego wartości dla poszczególnych zlewni cechowały się dużym zróżnicowaniem. Wartości odpływu jednostkowego wahały się bowiem od 0,29 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ do 33,05 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (tab. 1). Największy odpływ jednostkowy występował w zlewni Potoku Olczyskiego, co jest zgodne z wynikami uzyskanymi w innych opracowaniach (Łajczak 1988, Fal i Bogdanowicz 2002). Natomiast najmniejszy odpływ jednostkowy stwierdzono w zlewni Potoku Małołąckiego (tab. 1).

Tabela 1. Średni miesięczny (XII-II) udział odpływu [%] i średni miesięczny (XII-II) odpływ jednostkowy [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$] ze zlewni potoków tatrzańskich

Table 1. Mean (XII-II) share of runoff [%] and mean (XII-II) specific runoff [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$] of stream basins in the Tatra National Park

Zlewnia	Udział odpływu [%]	Odpływ jednostkowy [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]
Białka	41,7	8,06
Biały	0,2	0,69
Bystra	3,0	2,70
Chochołowski	14,4	5,76
Kościeliski	24,9	9,28
Małołącki	0,1	0,29
Olczyski	10,7	33,05
Strążyski	1,0	3,20
Sucha Woda	4,1	2,24

W czasie badań największe wartości odpływu całkowitego i odpływu jednostkowego z badanych zlewni stwierdzono w grudniu, najmniejsze zaś – w lutym. Różnica między odpływem w grudniu, a odpływem w lutym ze zlewni potoków Kościeliskiego, Chochołowskiego, Olczyskiego i Białki wynosiła około 40%, natomiast ze zlewni potoków Białego, Małołąckiego, Strążyskiego, Bystrej, Suchej Wody – około 90%.

Dyskusja

Tatry na tle Polski charakteryzują się najwyższymi średnimi rocznymi odpływami jednostkowymi (Bartnik 2004, Pociask-Karteczka i in. 2010). Fal i Bogdanowicz (2002) podają, że średni niski odpływ jednostkowy w Tatrach dochodzi do 10 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, natomiast w czasie niżówki zimowej 2011/2012 był niższy i wynosił 7,25 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Jednakże w większości zlewni odpływ jednostkowy nie przewyższał 5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Uzyskane w czasie badań wyniki odpływu jednostkowego ze zlewni Potoku Olczyskiego, Potoku Strążyskiego oraz Potoku Bystrej były niższe niż minimalne obserwowane wartości z lat 1961–1980 podane przez Łajczaka (1988, 1996). Natomiast w przypadku odpływu jednostkowego ze zlewni Potoku Kościeliskiego i Białki wartości te były nieco większe.

Według Bartnika (2004) uwarunkowania hydrogeologiczne, które decydują o zasobności zbiorników wód podziemnych, wpływają na wartości odpływu jednostkowego w czasie niżówek. Znacznie większy odpływ miały zlewnie z retencją jeziorną (Białka) oraz zlewnie z powierzchniami zasilania większymi niż ich powierzchnie topograficzne (zlewnie potoków Kościeliskiego, Chochołowskiego, Olczyskiego). Widoczne jest to zwłaszcza w przypadku zlewni Olczyskiego Potoku, która charakteryzuje się najwyższymi wartościami odpływu jednostkowego. Wynika to z dużo większej powierzchni zasilania tej zlewni, bowiem topograficzny dział wodny zlewni Potoku Olczyskiego nie pokrywa się ze zlewnią podziemną. Zdaniem Łajczaka (2006) zlewnia podziemna jest dwukrotnie większa niż zlewnia topograficzna. Natomiast stosunkowo niewielki odpływ ze zlewni Bystrej, pomimo, że jest zasilana wodami ze zlewni Suchej Wody i Masywu Giewontu (Barczyk 2003), wynika najprawdopodobniej z głębokiej ucieczki wód korytowych (Małecka 1981) oraz poboru wody na potrzeby Zakopanego. Z kolei niskie wartości odpływu ze zlewni Suchej Wody i Małołąckiego Potoku kształtowane były przede wszystkim przez odpływ wód do zlewni sąsiednich (Barczyk 2003 i 2008, Małecka 1997). Woda z górnej części zlewni Suchej Wody zasila bowiem zlewnie Potoku Olczyskiego i Bystrej. Natomiast wody z górnej części zlewni Małołąckiego Potoku (Czerwone Wierchy) odpływa w kierunku zlewni Potoku Kościeliskiego i Potoku Miętusiego (Barczyk 2003)

Bardzo znaczne różnice odpływu (nawet 90%) w grudniu i lutym w zlewniach potoków Białego, Małołąckiego, Strążyskiego, Bystrej, Suchej Wody świadczą o szybkim sczerpywaniu się zasobów wód w wymienionych zlewniach. W niektórych zlewniach dochodzi do zaniku odpływu korytowego w czasie niżówek. Zjawisko to obserwowane jest zwłaszcza w obszarach krasowych (Ziemońska 1974). Zimą niektóre potoki zamarzają do dna, a pokrywa lodowa utrzy-

muje się do 44 dni (Łajczak 1996). Z tego też powodu w lutym nie stwierdzono przepływu w korycie Potoku Małołąckiego.

Wnioski

Odpływ jednostkowy z badanych zlewni w czasie niżówki zimowej 2011/2012 był niższy niż średni niski odpływ jednostkowy w Tatrach w drugiej połowie XX w. Jednak wartości odpływu z poszczególnych zlewni tatrzańskich były bardzo zróżnicowane. Z badań wynika, że jego największe wartości występują w zlewniach, w których znajdują się wywierzyska (zlewnie potoków Olczyskiego i Kościeliskiego), zaś najmniejsze – w zlewniach położonych w Tatrach Reglowych. Wielu autorów wskazuje, że najważniejsze znaczenie w kształtowaniu odpływu w górach mają warunki klimatyczne, a zwłaszcza sumy i rozkład opadów atmosferycznych (Fal i Bogdanowicz 2002, Bartnik 2004, Tomaszewski 2001). Jednak w Tatrach, zimą, na zróżnicowanie przestrzenne odpływu bardzo istotny wpływ mają przede wszystkim warunki hydrogeologiczne przejawiające się w zdolności retencyjnej skał oraz niezgodności podziemnych i powierzchniowych działów wodnych.

Literatura

Bac-Moszaszwili M., Burchart J., Głazek J., Iwanow A., Jaroszewski W., Kotański Z., Lefeld J., Mastella L., Ozimkowski W., Roniewicz P., Skupiński A., Westwalewicz-Mogilska E. 1979, Mapa geologiczna Tatr, 1:30 000, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Barczyk G,. 2003, Karst and vaucluse springs from the Polish Tatra Mts. Results of long-term stationary investigations, Acta Carsologica, 32 (1): 145–155.

Barczyk G., 2008, Tatrzańskie wywierzyska: krasowe systemy wywierzyskowe Tatr Polskich. Zakopane, Wyd. TPN.

Bartnik A., 2004, Sezonowe zmiany odpływu niskiego w Polsce, Wiadomości IMGW, 27 (3): 59–73.

Fal B., Bogdanowicz E., 2002, Zasoby wód powierzchniowych Polski, Wiadomości IMGW, 25 (2): 3–38.

Figuła K., 1956, Monografia górnego Dunajca, Prace i Studia Komisji Gospodarki Wodnej PAN, Warszawa.

Gieysztor I., Studia nad potokami tatrzańskimi. Opady i odpływ na obszarze zlewni Białki i Potoku Kościeliskiego, Prace Geograficzne IG PAN, 26.

Łajczak A., 1988, Opady i odpływ w polskich Tatrach w świetle pomiarów wieloletnich, Czasopismo Geograficzne, 59 (2): 137–170.

Łajczak A., 1996, Hydrologia, [w:] Mirek Z. (red.) Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego, Tatrzański Park Narodowy, Kraków-Zakopane: 169–196.

Łajczak A., 2006, Przestrzenne zróżnicowanie zasobów wodnych Tatr na tle innych gór, [w:] Kotarba A., Borowiec W. (red.) Tatrzański Park Narodowy na tle innych górskich terenów chronionych. T. 1. Nauki o Ziemi, Wyd. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane: 19–34.

Małecka D. 1996. Hydrogeologiczna charakterystyka Tatr w świetle badań monitoringowych. [w:] Kotarba A. (red.) Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek I, TPN, Zakopane: 19–30.

Małecka D., 1981, Problemy hydrogeologii i ochrony wód tatrzańskich, [w:] Wójcik Z. (red.), Ochrona Tatr w Polsce Ludowej. Materiały na Sympozjum „Tatry'81", PTPNoZ, Rada TPN, Warszawa: 309–346.

Małecka D., 1997, Źródła masywu tatrzańskiego, Acta Universitatis Lodziensis Folia Geographica Physica, 2: 2–25.

Pęksa Ł. 2010. System monitorowania stanu środowiska wodnego w Tatrzańskim Parku Narodowym, Roczniki Bieszczadzkie, 18: 372–376.

Pociask-Karteczka J., Baścik M., Nieckarz Z., 2010, Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność odpływu ze zlewni tatrzańskich, [w:] Kotarba A. (red.), Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, tom I Nauki o Ziemi, Wyd. Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane: 123–130.

Tomaszewski E., 2001, Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971––1990, Acta Geographica Lodziensis, 79.

Ziemońska Z., 1974, O hydrografii polskich Tatr, Czasopismo Geograficzne, 45 (1): 63––74.

Ziemońska Z., 1973, Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich, Prace Geograficzne IG PAN, 103.

Żmudzka E., 2010,Współczesne zmiany wielkości I charakteru opadów w Tatrach, [w:] Kotarba A. (Ed.), Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, tom I – Nauki o Ziemi, TPN, Zakopane, 157–164.

Badania częściowo przeprowadzono w ramach projektu „Doctus – Małopolski fundusz stypendialny dla doktorantów"

EKO-GIS SERVICES

Seledynowa 62/2 ,70-781 Szczecin
Tel .+ 48 91 463 13 27, Fax.+ 48 91 463 17 85
Tel.kom.+ 48 501 012 015
gps@eko-gis.pl

Marek Kamieniecki

Urządzenia pomiarowe,oprogramowanie i usługi z zakresu :
oceanografii, hydrografii, hydrologii i meteorologii ,
monitoringu środowiska, geofizyki, geologii, geodezji i kartografii.
ADCP, DWR, INS, AUV, EMC, CTD, SVP, SBP, SAS, GPS, GIS

www.eko-gis.pl

TELEDYNE RD INSTRUMENTS
A Teledyne Technologies Company

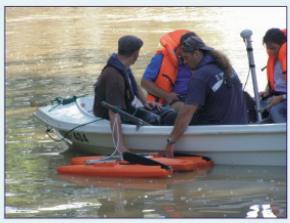
Dopplerowskie prądomierze profilujące
ADCP Teledyne RDInstruments 38 - 2400 kHz .
Modele do bezpośrednich pomiarów kierunku i prędkości oraz objętości przepływów w ciekach 0,15 - 80 m głębokości :
StreamPro 2 MHz - najpopularniejszy w Polsce model - zwiększony do 6 m zakres max. głębokości pomiaru, wbudowany kompas i przechyłomierz.

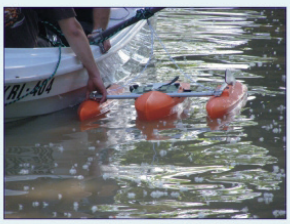
WorkHorse Rio Grande ADCP 600 i 1200 kHz - pomiar V_p 3 D na 128 poziomach, głębokości i objętości przepływu w rzekach do głębokości max. odpowiednio 80 / 20 m .

V-ADCP 2400 kHz - pomiary stacjonarne na 150 poziomach jednocześnie prądy 3 D , poziom wody i przepływ .

NOWOŚĆ : River Ray 600 kHz pomiar w ciekach 0,4 - 40 m , płaski przetwornik z fazowaną matrycą wysyłający 4 wiązki akustyczne , automatyczny dobór wielkości i ilości komórek pomiarowych (do 200 poziomów równocześnie) zapewniający wysoką jakość pomiarów przy minimalnym czasie pracy.

Pomiary na Wiśle w czasie fali powodziowej czerwiec 2010 - prądomierz / przepływomierz River Ray 600 kHz







Aqua Vision

Oprogramowanie VISEA DAS , VISEA PDT do wyznaczania stężeń zawiesiny w oparciu o pomiary ADCP.

Datawell BV
oceanographic instruments

Boje do pomiaru widm kierunku i wysokości falowania na powierzchni wody .



Hemisphere GPS

Odbiorniki DGPS / RTK serii A100 , R100 , R200 , A200 , V100 , VS100 .
NOWOŚĆ: R320 GNSS SureTrack L1/L2 / GLONASS 20 Hz RTK 1 cm kompatybilny z ASG EUPOS .
Bazujący na wykorzystaniu A-100 ROMAR GPS/GIS zasilanie 10 AA wewnątrz masztu, ładowanie bez wyjmowania akumulatorków. Rejestrator - palmtop HP lub tablet Trimble Navigation YUMA z oprogramowaniem DigiTerra Explorer V 6 z polskimi układami współrzędnych i menu w języku polskim.

DigiTerra GIS Solutions

EKO - GIS SERVICES

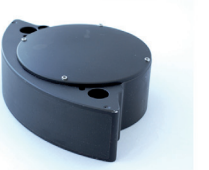
Seledynowa 62/2 ,70-781 Szczecin,
Tel .+ 48 91 463 13 27, + 48 501 012 015
gps@eko-gis.pl www.eko-gis.pl

NORBIT - Wideband Multibeam Sonar
NAJNOWSZE ROZWIĄZANIE POMIAROWE FIRMY NORBIT

Szerokopasmowa Wielowiązkowa Sonda Batymetryczna NORBIT WBMS 128-BA

Ultrakompaktowa – całość w jednej obudowie
(w opcji razem z wbudowanymi miernikiem prędkości dźwięku i kompensatorem przechyłów).
Wymaga jedynie podłączenia do komputera.
Sonda nowej generacji wykorzystująca najnowsze analogowe i cyfrowe metody analizy szerokopasmowych wiązek akustycznych co zapewnia wysoką, lepszą od 1cm rozdzielczość pomiaru odległości.
Rozdzielczość kątowa boczna 0,9^0, wzdłużna 1,9^0 z zakresem 120^0
Częstotliwość 200 - 400kHZ ustalana przez użytkownika
Szerokość okna częstotliwości 40 - 160kHz
Częstość pomiaru do 40Hz
Małe wymiary i niskie zużycie energii pozwalają na długotrwałe pomiary z najmniejszych łodzi lub nawet z kajaka.
Przeznaczona głównie do pomiarów batymetrycznych w wodach płytkich – już od <50cm do 200m.







CODAR





System zdalnego monitoringu wód w potokach, kanałach i rzekach.
Dane pomiarowe z RiverSonde mogą być wykorzystywane jako wskaźnik prędkości w połączeniu z danymi uzyskanymi innymi metodami lub jako parametry wejściowe w modelach do obliczania objętości przepływu wód.
System jest przeznaczony do instalacji na brzegach rzek w dowolnych warunkach zagospodarowania oraz praktycznie w każdych warunkach pogodowych.

PARAMETRY:
Częstotliwość 420 - 450 MHZ
Szerokość okna częstotliwości do 30MHz
(10 MHz odpowiada 15m rozdzielczości pomiaru;
30 MHz odpowiada 5m rozdzielczości pomiaru)



OPTYMALNE WARUNKI POMIAROWE:
Typowa szerokość rzeki: od 10 – 300m
Zakres prędkości wody: 25cm/s - 4m/s
Minimalna głębokość wody: 15cm
Położenie anteny: do 20m od brzegu, 3 – 15m ponad lustrem wody

OTRZYMYWANE WYNIKI:
3-20 pomiarów w poprzek rzeki
Rozdzielczość 1/20 szerokości rzeki
Rozdzielczość pomiaru prędkości: 2,5 cm/s
Dokładność pomiaru prędkości: 5% prędkości maksymalnej
Wykorzystanie 2 lub więcej sond jednocześnie pozwala na przestrzenne dwuwymiarowe pomiary prądów powierzchniowych w akwenie przybrzeżnym.





Hydromet

OTT ecoLog 500

Więcej danych przy mniejszym zaangażowaniu

Najnowsze urządzenie OTT jest w pełni funkcjonalną stacją pomiaru i rejestracji poziomu wody, wyposażoną w modem GSM. Idealnie nadaje się do monitorowania poziomu wód gruntowych i powierzchniowych. Doskonała jakość, najlepsze komponenty i najwyższa dokładność - wszystko to za przystępną cenę.

- Instalacja w rurach o średnicy 2” lub większej
- Dostęp do danych z komputera PC
- Wysokiej jakości czujnik gwarantuje dokładne i rzetelne dane
- Oszczędność czasu i kosztów dzięki transmisji danych

Dowiedz sie więcej oglądając krótką prezentację wideo o OTT ecoLog.
Zeskanuj kod QR za pomocą aplikacji w swoim smartfonie lub odwiedź naszą stronę:

www.ott.com

Karol Mikołajewski
email: k.mikolajewski@ott.com
tel: 602 529 300