NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

3

NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

ISBN 978-83-61695-26-4

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3



KOMISJA HYDROLOGICZNA POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOGRAFICZNE
ODDZIAŁ KATOWICKI

Pamięci naszego Mistrza

prof. zw. dr. hab. Andrzeja T. Jankowskiego

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG
TOM 3

NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

NOVEL METHODS AND SOLUTIONS IN HYDROLOGY AND WATER MANAGEMENT

pod redakcją

DAMIANA ABSALONA, MAGDALENY MATYSIK, MARKA RUMANA

KOMISJA HYDROLOGICZNA POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO
POLSKIE TOWARZYSTWO GEOGRAFICZNE, ODDZIAŁ KATOWICKI

SOSNOWIEC 2015

Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Katowicach

Redaktorzy naukowi: Damian Absalon, Magdalena Matysik, Marek Ruman

Redaktor techniczny: Andrzej Soczówka

Recenzenci: Damian Absalon, Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska, Roman Cieśliński, Tadeusz Ciupa, Stanisław W. Czaja, Jacek Jania, Paweł Jokiel, Włodzimierz Marszelewski, Magdalena Matysik, Joanna Pociask-Karteczka, Marek Ruman, Mariusz Rzętała, Beniamin Więzik

Projekt okładki: Marek Ruman, Stanisław Heyda

Fotografia na okładce: Pława (boja pomiarowa) na zbiorniku goczałkowickim (fot. Karol Mikołajewski)

ISBN 978-83-61695-26-4

Współpraca wydawnicza:
Pracowania Komputerowa Jacka Skalmierskiego,
ul. Pszczyńska 44, 44-100 Gliwice, tel. 506 132 960
www.pkjs.pl, e-mail: pekajotes@gmail.com

Publikację dofinansowano ze środków Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Katowicach.

Treści zawarte w publikacji nie stanowią oficjalnego stanowiska organów Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Katowicach.

SPIS TREŚCI

Gutry-Korycka Małgorzata
Spotkania z Andrzejem Jankowskim przez 47 lat 9

Jokiel Paweł
Pół wieku Komisji Hydrologicznej Polskiego Towarzystwa Geograficznego 17

Absalon Damian, Kubiciel Piotr, Matysik Magdalena, Ruman Marek
Nowoczesne metody pomiaru przepływu w rzekach 27

Bajkiewicz-Grabowska Elżbieta
Czy warto przywrócić Jezioro Wielkie w Gardei? 45

Bartnik Adam, Moniewski Piotr
Zmiany jakości wód łódzkiego Jasienia w wyniku głębokiego odwodnienia terenu w związku z budową dworca kolejowego Łódź Fabryczna 59

Chabudziński Łukasz, Michalczyk Zdzisław, Siłuch Marcin, Bartoszek Krzysztof
Opad i odpływ z małej zlewni - analiza porównawcza danych pomiarowych oraz ogólnodostępnych danych przestrzennych 75

Cieśliński Roman
Wielkość i przyczyny zarastania jezior na terenie Gdańska 95

Cieśliński Roman, Ruman Marek, Absalon Damian
Wpływ czynników naturalnych i antropogenicznych na stosunki wodne wybranych jezior Słowińskiego Parku Narodowego 111

Ciupa Tadeusz, Suligowski Roman, Wałek Grzegorz
Geograficzne uwarunkowania lokalizacji projektowanego zbiornika wodnego na terenie Kielc 127

Czaja Stanisław W.
Typy katastrofalnych i wielkich wezbrań powodziowych w dolinie górnej Odry od końca małej epoki lodowej do połowy XX wieku 141

Fac-Beneda Joanna
Wielkość odpływu szacowana z mapy średniego rocznego wskaźnika odpływu 161

Graf Renata
Zmiany termiki wód Warty w profilu łączącym pradolinny i przełomowy odcinek doliny (Nowa Wieś Podgórna – Śrem – Poznań) 177

Hamerla Adam, Łabaj Paweł, Bondaruk Jan, Zawartka Paweł
Zintegrowany system informacji wspomagającego zarządzanie zlewniami wielofunkcyjnych zbiorników wodnych na przykładzie Zbiornika Imielińskiego (Dziećkowice) 195

Hyła Sylwia, Michalczyk Zdzisław, Chabudziński Łukasz
Dynamika wydajności źródła w Białej w 2013 roku (stopień przykrawędziowy Roztocza Zachodniego) 209

Ignatiuk Dariusz, Błaszczyk Małgorzata, Grabiec Mariusz, Majchrowska Elżbieta, Pętlicki Michał, Piechota Agnieszka M.
Nowoczesne metody pomiarowe i analityczne w glacjologii 227

Krajewski Adam, Banasik Kazimierz
Ocena redukcji ilości rumowiska unoszonego w wezbraniu przechodzącym przez mały zbiornik wodny 247

Kwidzińska Monika, Markowski Maciej, Golus Włodzimierz
Wpływ uwarunkowań przyrodniczych na obieg wody i materii biogenicznej w systemie rzeczno-jeziornym Świętej Strugi 259

Machowski Robert, Molenda Tadeusz
Charakterystyka morfometryczna wybranych antropogenicznych zbiorników wodnych 273

Markowski Maciej, Golus Włodzimierz, Kwidzińska Monika
Aplikacyjność metod oceny wielkości opadów zasilających oczka Pomorza Gdańskiego **287**

Marszelewski Włodzimierz, Gorączko Marcin,
Kubiak-Wójcicka Katarzyna
Aktualne i przyszłe potrzeby monitorowania hydrologicznego Wisły na odcinku kujawsko-pomorskim **299**

Pawłowski Bogusław, Łoś Helena, Osińska-Skotak Katarzyna
Próba klasyfikacji typów pokrywy lodowej na dolnej Wiśle na podstawie satelitarnych zobrazowań radarowych pod kątem oceny lodowego wypełnienia koryta **313**

Piasecki Adam, Jurasz Jakub, Skowron Rajmund
Wykorzystanie sztucznych sieci neuronowych w modelowaniu wahań stanów wody Jeziorze Hańcza **325**

Somorowska Urszula
Detekcja glebowych zasobów wodnych w Polsce w latach 2000-2014 na podstawie mezoskalowych danych gridowych GLDAS **337**

Stachura-Węgierek Agnieszka
Bilansowanie zasobów wodnych z zastosowaniem narzędzi GIS **351**

Stanisławczyk Beata, Tomalski Przemysław
Sezony hydrologiczne w sześciu wybranych rzekach Polski **365**

Tomaszewski Edmund
Metody oceny dynamiki rozwoju i zaniku niżówek rzecznych **387**

Więzik Beniamin
Zastosowanie modelu Convex do transformacji fali w korycie rzecznym **407**

Autorzy **419**

Pamięci prof. zw. dr. hab. Andrzeja T. Jankowskiego

GUTRY-KORYCKA MAŁGORZATA

Uniwersytet Warszawski

SPOTKANIA Z ANDRZEJEM JANKOWSKIM PRZEZ 47 LAT

ENCOUNTERS WITH ANDRZEJ JANKOWSKI DURING 47 YEARS

„Nie odchodzi na zawsze Ten
Kto trwa w pamięci żywych"

Ta powszechnie znana sentencja stała się motywem przewodnim pozwalającym nakreślić osobowość prof. Andrzeja Jankowskiego – człowieka dużego formatu – mojego serdecznego kolegi i przyjaciela.

Żywym wspomnieniem ułożonym w porządku chronologicznym są wybrane fakty z Jego i mojego życia świadczące o wspólnych działaniach, problemach, które nas wówczas nurtowały, łączyły, ale także dzieliły. Pozwolę sobie przytoczyć niektóre z nich.

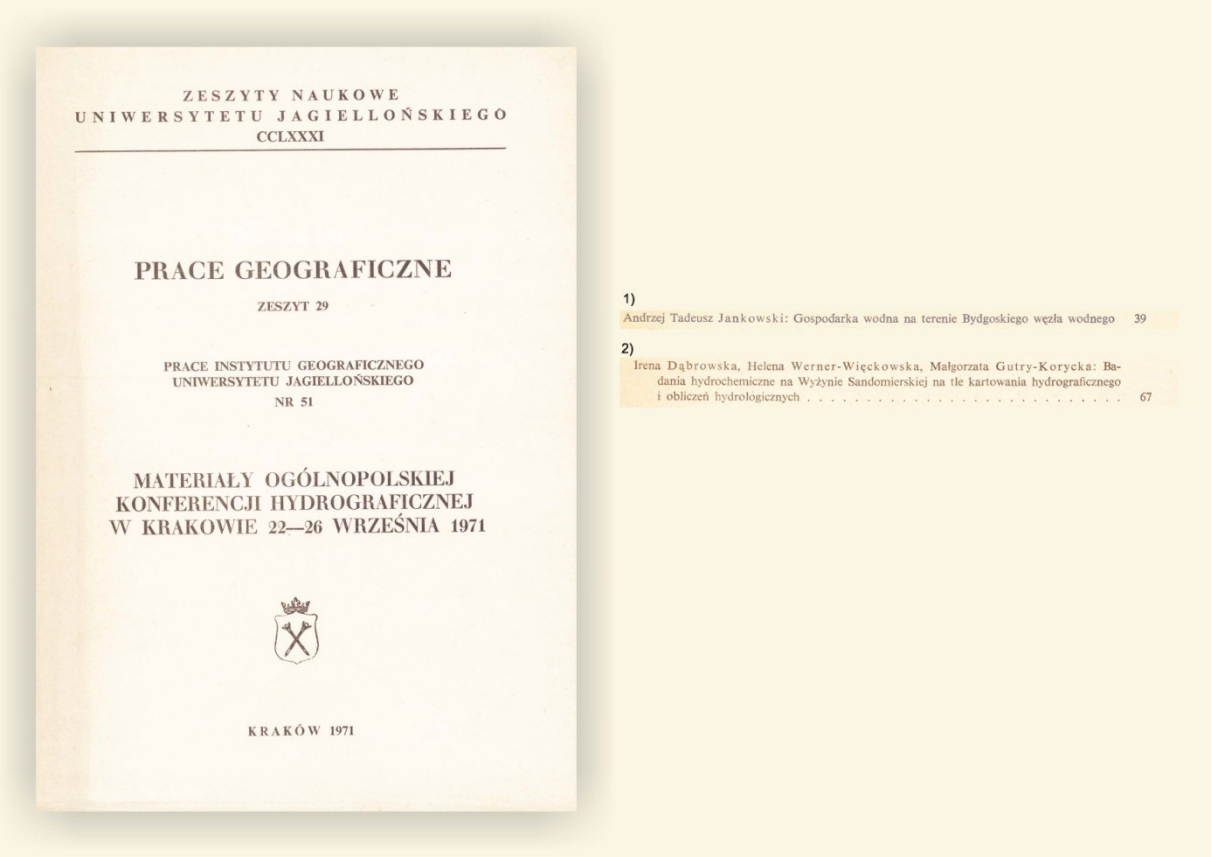
Pierwszy raz spotkałam mgr Jankowskiego w Gdańsku, gdy uczestniczyliśmy w 1966 r w I Konferencji Hydrograficznej PTG. Stał przed salą obrad trzymając gruby rulon map, zaś moja bezpośrednia przełożona dr Helena Werner-Więckowska z UW przedstawiła mnie trochę starszemu koledze z UMK w Toruniu, zaś jeden z kolegów szepnął, że poznałaś „Pomidorka" (taki miał pseudonim).

Kilka lat wcześniej, prof. R. Galon – przełożony Andrzeja – powierzył Jemu ambitne zadanie, jakim było sporządzenie i przygotowanie do druku Mapy Hydrograficznej Polski 1:50 000. Był to Jego osobisty sukces, a jednocześnie osiągnięcie hydrografów z wielu ośrodków akademickich i PAN, którzy wspierali i współuczestniczyli w realizacji wymienionego dzieła.

W nadchodzących latach 70., także Andrzej, był mocno związany z intensywnym procesem rozwoju kartowania hydrologicznego

i integrowaniem środowiska naukowego w zakresie badań wodnych w kraju, nie tylko w UMK w Toruniu.

Wielkim wydarzeniem była Międzynarodowa Konferencja Hydrograficzna zorganizowana przez doc. Irenę Dynowską z UJ. Było to dla młodych naukowców, do których się zaliczaliśmy dużym wezwaniem; przygotowaliśmy odrębne artykuły podsumowujące kilka lat badań.



ZESZYTY NAUKOWE
UNIWERSYTETU JAGIELLOŃSKIEGO
CCLXXXI

PRACE GEOGRAFICZNE

ZESZYT 29

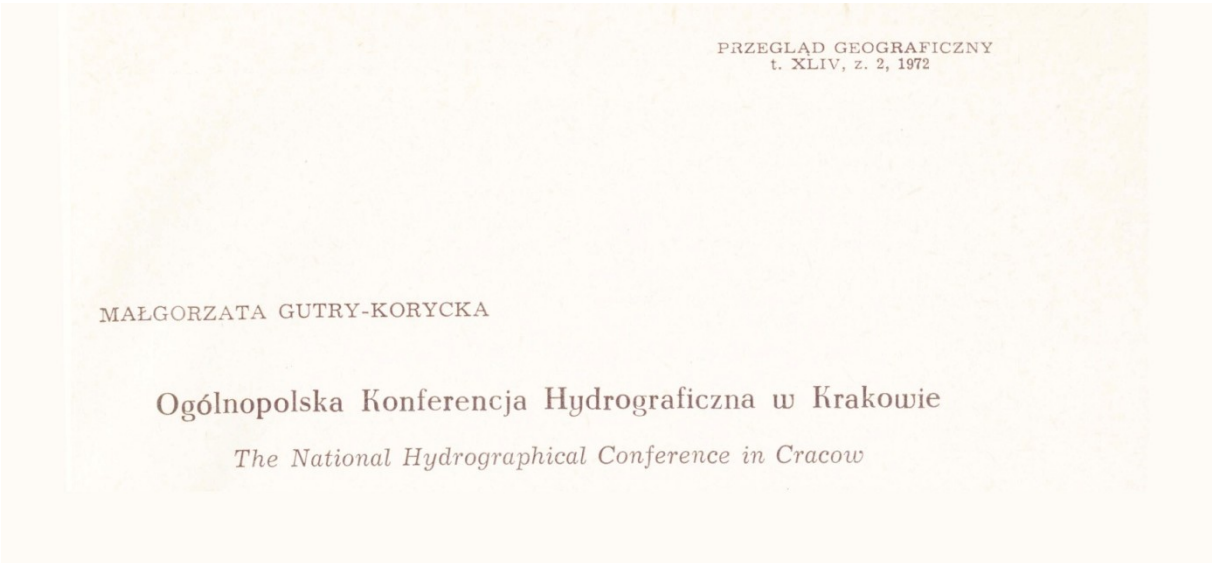
PRACE INSTYTUTU GEOGRAFICZNEGO
UNIWERSYTETU JAGIELLOŃSKIEGO
NR 51

MATERIAŁY OGÓLNOPOLSKIEJ
KONFERENCJI HYDROGRAFICZNEJ
W KRAKOWIE 22—26 WRZEŚNIA 1971

KRAKÓW 1971

1) Andrzej Tadeusz Jankowski: Gospodarka wodna na terenie Bydgoskiego węzła wodnego 39

2) Irena Dąbrowska, Helena Werner-Więckowska, Małgorzata Gutry-Korycka: Badania hydrochemiczne na Wyżynie Sandomierskiej na tle kartowania hydrograficznego i obliczeń hydrologicznych 67



PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY
t. XLIV, z. 2, 1972

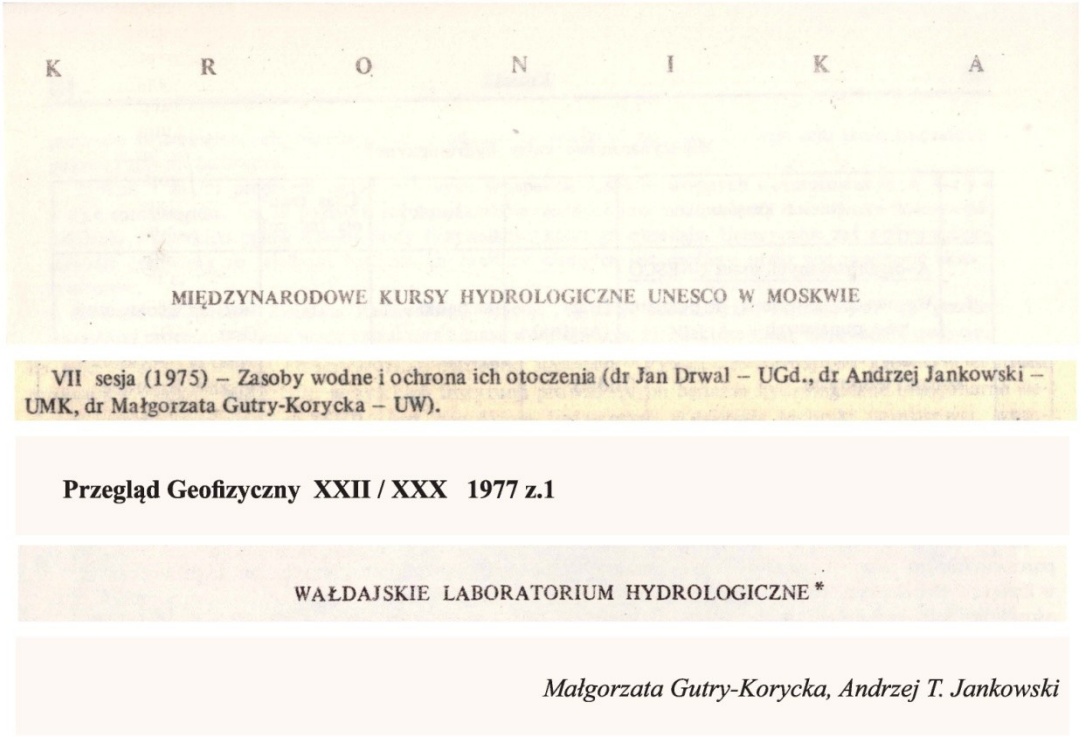
MAŁGORZATA GUTRY-KORYCKA

Ogólnopolska Konferencja Hydrograficzna w Krakowie

The National Hydrographical Conference in Cracow

Jak widać z tytułu tego artykułu już wówczas gospodarka wodna stała się dla Andrzeja centrum zainteresowań mocno osadzonych w badaniach regionalnych i terenowych.

Od czerwca do sierpnia 1975 r dr J. Drwal z UG, dr Andrzej Jankowski z MK i ja z UW zostaliśmy wydelegowani przez Polski Komitet Narodowy IHP UNESCO do wzięcia udziału wraz z 60 słuchaczami z wielu krajów i ze Związku Radzieckiego w Międzynarodowym Kursie Hydrologicznym UNESCO w Moskwie.



K R O N I K A

MIĘDZYNARODOWE KURSY HYDROLOGICZNE UNESCO W MOSKWIE

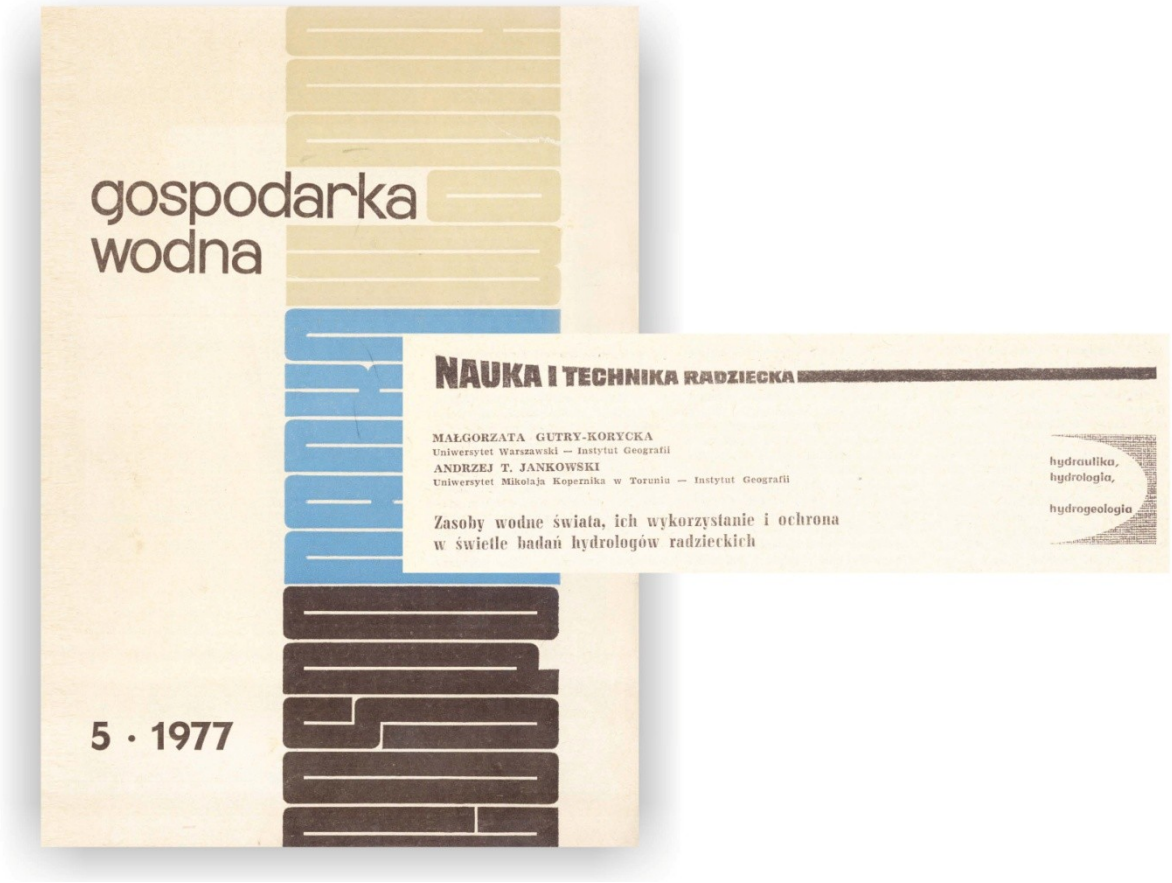
VII sesja (1975) – Zasoby wodne i ochrona ich otoczenia (dr Jan Drwal – UGd., dr Andrzej Jankowski – UMK, dr Małgorzata Gutry-Korycka – UW).

Przegląd Geofizyczny XXII / XXX 1977 z.1

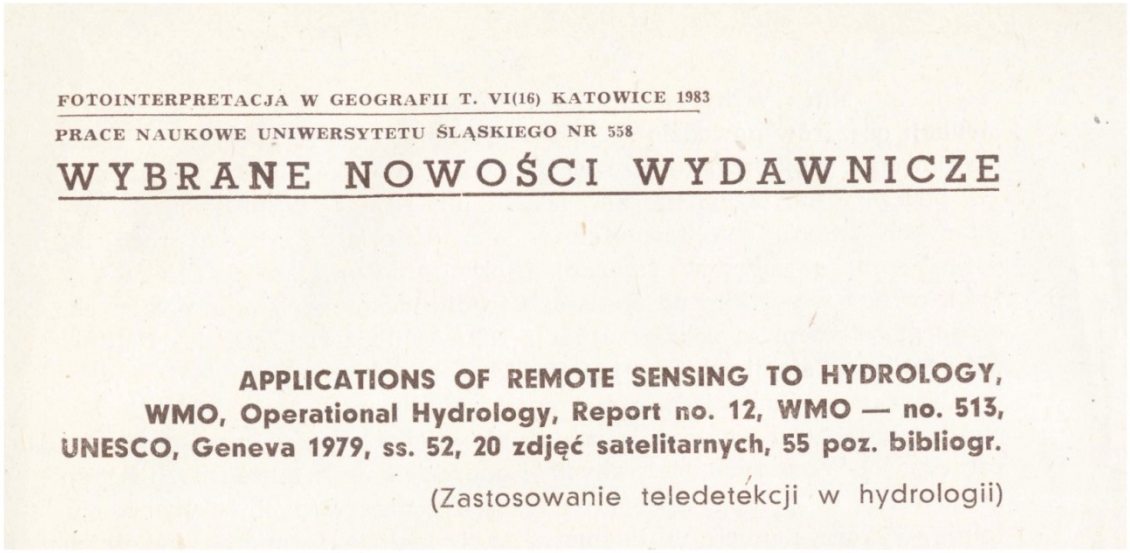
WAŁDAJSKIE LABORATORIUM HYDROLOGICZNE *

Małgorzata Gutry-Korycka, Andrzej T. Jankowski

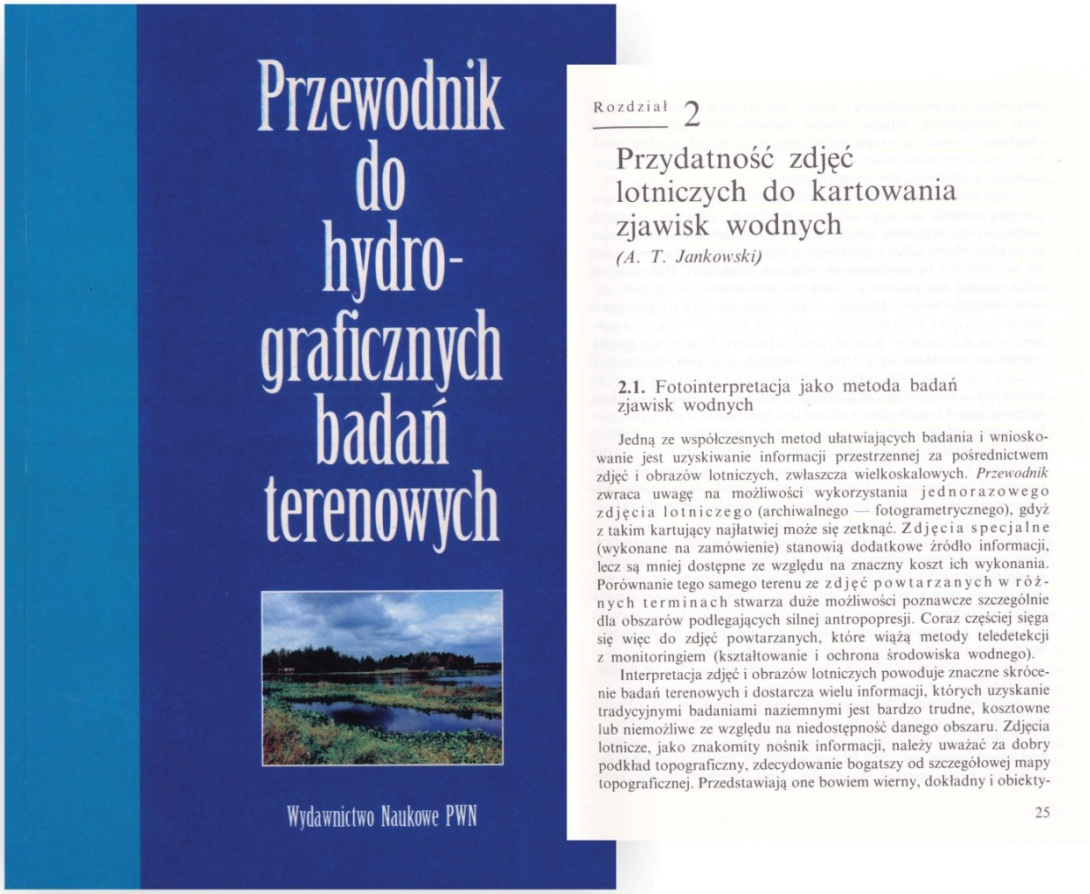
Mieliśmy wówczas okazję poczuć zapach wielkiej nauki, prezentowanej przez światowej sławy hydrologów, głównie radzieckich takich jak: prof. prof. Lvovič, Kučment, J. Šiklomanov, Kuprijanov, Sokołov, Popov, Zekcer i zaproszeni znani hydrolodzy ze Szwecji, Norwegii i Francji: Dumitrescu, Rodda, Lind oraz Gotschalk. Głównym tematem VII kursu były „*Zasoby wodne i ochrona środowiska ich otoczenia*". Zapoznaliśmy się z organizacją największego wówczas w świecie Laboratorium Hydrologicznego na Wałdaju założonego w 1933 r. Pokłosiem powyższej tematyki był wspólne opracowanie o zasobach wodnych świata i ich wykorzystaniu.



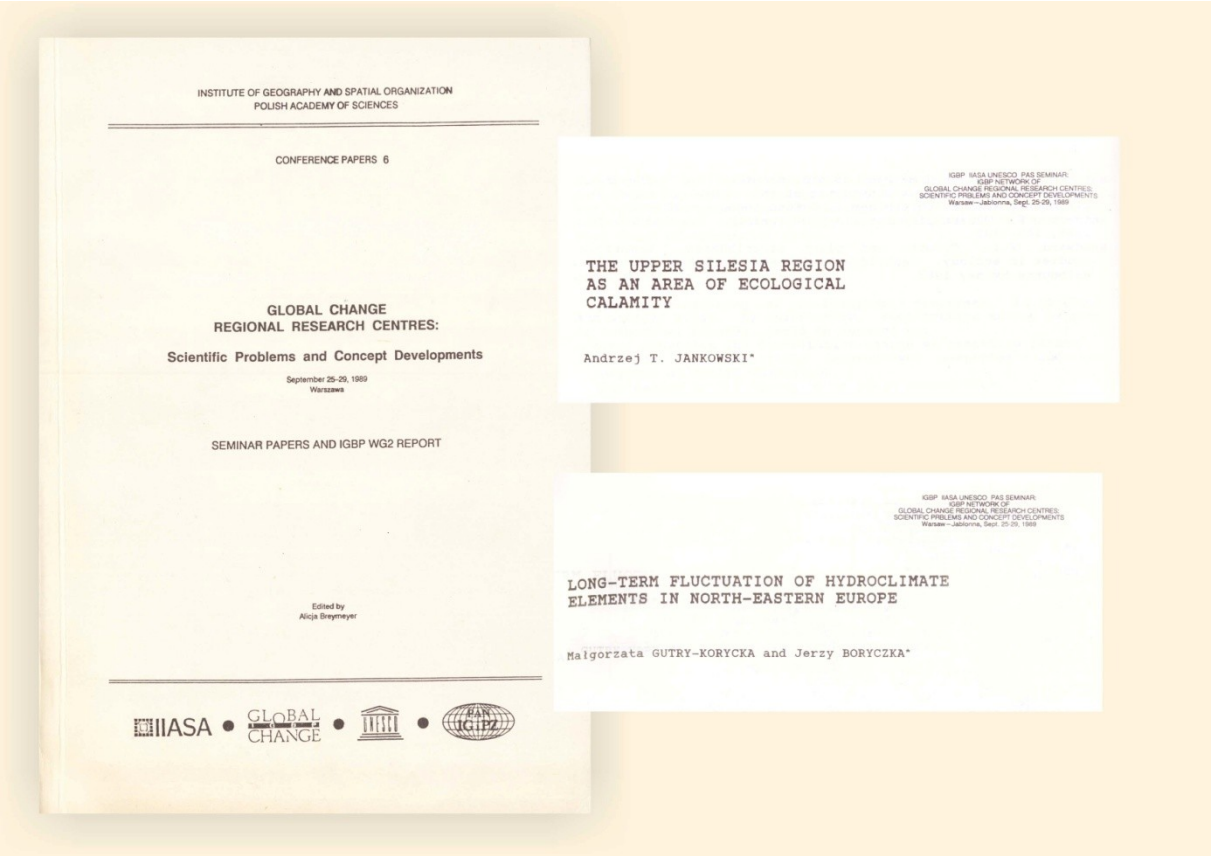
U schyłku lat 80. dr A.T. Jankowski reprezentujący już wówczas UŚ zafascynował się metodami teledetekcji, zwłaszcza zastosowaniem zdjęć satelitarnych coraz częściej wykorzystywanych w hydrologii światowej i polskiej (1983).


FOTOINTERPRETACJA W GEOGRAFII T. VI(16) KATOWICE 1983
PRACE NAUKOWE UNIWERSYTETU ŚLĄSKIEGO NR 558
WYBRANE NOWOŚCI WYDAWNICZE
APPLICATIONS OF REMOTE SENSING TO HYDROLOGY,
WMO, Operational Hydrology, Report no. 12, WMO — no. 513,
UNESCO, Geneva 1979, ss. 52, 20 zdjęć satelitarnych, 55 poz. bibliogr.
(Zastosowanie teledetekcji w hydrologii)

W działającej aktywnie Komisji Hydrograficznej PTG wysunięto w 1983 r. inicjatywę opracowania „*Przewodnika do hydrograficznych badań terenowych*" (1989), którego A. Jankowski był jednym z ważniejszych współautorów. Napisany ze znawstwem rozdział 2. pod tytułem „*Przydatność zdjęć lotniczych do kartowania zjawisk wodnych i ich interpretacji*" był jednym z pierwszych takich opracowań w kraju.



We wrześniu 1989 r. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN wytypował nas, już mocno dojrzałych hydrologów, do wygłoszenia referatów w ramach programu IGBP przedstawiających wyniki i wkład polskich naukowców w opracowanie zagadnień zmian globalnych klimatu i regionalnych problemów centrów badawczych (1990).



Aktywność nasza była stale bardzo duża, czego dowodem były referaty wygłoszone podczas sesji jubileuszowej Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej Obszarów Zurbanizowanych UW w Mądralinie (IX 1996 r). Andrzej nadal pogłębiał zagadnienia antropogenicznych uwarunkowań obiegu wody w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, a ja wspólnie z kolegami z IMGW i UAM zajmowałam się już poważnie modelowaniem wpływu zmian globalnych klimatu na obieg wody w zlewni.

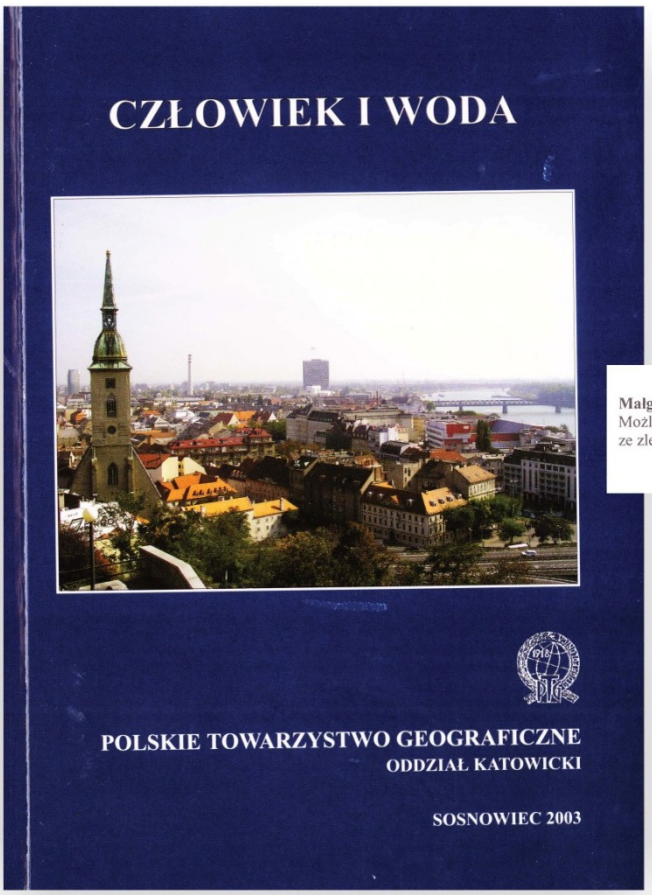
Z okazji kolejnego jubileuszu, już osobistego, koledzy z Zakładu i Gospodarki Wodnej Obszarów Zurbanizowanych i Polskiego Towarzystwa Geograficznego zorganizowali w 2003 r. specjalną sesję oraz przygotowali publikację do której także włączyłam artykuł dedykowany Jubilatowi, nawiązujący do możliwości modelowania reakcji zlewni zurbanizowanej i uprzemysłowionej na opady atmosferyczne.

Wreszcie nadszedł już czas poważnych, dojrzałych dyskusji nad perspektywą rozwoju hydrologii geograficznej w Polsce (2008), co zaowocowało syntetycznym ujęciem oceny i kierunków badań reprezentowanych w hydrografii polskiej.



1) ANDRZEJ T. JANKOWSKI *Antropogeniczne uwarunkowania obiegu wody na terenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego* 139

2) Małgorzata GUTRY-KORYCKA, Jerzy JAWORSKI, Bogumił JAKUBIAK Jadwiga ROTNICKA *Ocena wpływu globalnych zmian klimatu na obieg wody w zlewni* 133



Małgorzata GUTRY-KORYCKA
Możliwości modelowania odpływu
ze zlewni zurbanizowanych i uprzemysławianych 38



Liczne obowiązki i prace dla społeczności akademickiej w UŚ i w kraju oraz coraz poważniejsze zadania stawiane przed prof. Jankowskim spowodowały, że nasze spotkania stały się coraz rzadsze.

Żywym wspomnieniem było pożegnanie w czerwcu 2012 r. na lotnisku Rębiechowo w Gdańsku, gdy wracaliśmy z prof. J. Pociask-Karteczką z uroczystości pogrzebowej prof. Janka Drwala z UG; nikt z nas wtedy nie podejrzewał, że będzie to nasze ostatnie spotkanie.

Krótka rozmowa telefoniczna w lipcu 2013 r. dotycząca zachęty do spędzenia z rodzinami wakacji na środkowym Wybrzeżu Bałtyku, okazało się to jednak niemożliwe; los pokierował inaczej i z powodów zdrowotnych nie można było zrealizować tych planów.

Dziękuję za długoletnią serdeczność i przyjaźń. Wierzę Andrzeju, że jak kiedyś się spotkamy, znajdziemy więcej czasu na nieporuszone dotąd tematy do wspólnej dyskusji.

Pamięć o Nim na zawsze pozostanie w naszych sercach.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

JOKIEL PAWEŁ

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej

PÓŁ WIEKU KOMISJI HYDROLOGICZNEJ POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO[1]

A HALF-CENTURY OF THE HYDROLOGICAL COMMISSION OF THE POLISH GEOGRAPHICAL SOCIETY

W październiku 1965 r., w Gdańsku, w czasie obrad ogólnopolskiej konferencji naukowej pt. *Hydrografia Polski w ostatnim dwudziestoleciu*, Prof. Irena Dynowska z Uniwersytetu Jagiellońskiego zwróciła się do uczestników z propozycją powołania, w ramach Polskiego Towarzystwa Geograficznego, komisji, której celem byłoby propagowanie wiedzy hydrograficznej w środowisku geografów polskich. Pomysł ten został bardzo dobrze przyjęty przez uczestników konferencji i już miesiąc później, bo 6 listopada, Zarząd Główny PTG, na posiedzeniu we Wrocławiu podjął uchwałę o powołaniu Komisji Hydrograficznej Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Pierwszym Przewodniczącym Komisji został wybrany Prof. Tadeusz Wilgat z Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, a jej Sekretarzem dr Helena Werner-Więckowska z Uniwersytetu Warszawskiego.

Zakres merytoryczny i formalny działań Komisji Hydrograficznej, od początku aż do dnia dzisiejszego, był zawsze zgodny z celami i zadaniami statutowymi Polskiego Towarzystwa Geograficznego, chociaż z uwagi na specyfikę reprezentowanej dyscypliny naukowej i jej szybki rozwój

[1] Tekst poniższy przygotowano na podstawie opracowania Andrzeja T. Jankowskiego pt.: *Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego* (2008), strony internetowej Komisji Hydrologicznej (www.komhydptg.geo.uni.lodz.pl) oraz własnych notatek, doświadczeń i wspomnień.

w ostatnim pięćdziesięcioleciu, został poszerzony o kilka aspektów uwzględniających jej cele praktyczne i rozwojowe. Wychodząc naprzeciw tendencjom rozwojowym obserwowanym w szeroko pojętych naukach o wodzie i jej obiegu, w późniejszym czasie, zmianie uległa również nazwa Komisji. We wrześniu 1997 r., w czasie 46 Zjazdu PTG w Rynii, Walne Zgromadzenie Delegatów dokonało zmiany nazwy Komisji z Hydrograficznej na Hydrologiczną. Zmiana ta miała podłoże merytoryczne i wynikała z faktu, że geografowie-hydrolodzy coraz częściej posługiwali się w swych badaniach warsztatem i metodami hydrologicznymi i inżynierskimi, a prowadzony przez nich opis zjawisk i procesów wodnych w coraz większym stopniu bazował na aparacie matematyczno-fizycznym i statystycznym.

Działania Komisji Hydrologicznej (wcześniej Hydrograficznej) były i są wielopłaszczyznowe. W zakresie formalnym i merytorycznym skupiały się one i skupiają się nadal na:

- stymulowaniu i koordynowaniu zespołowych prac badawczych, w których uczestniczyć mogą naukowcy i praktycy z różnych ośrodków i reprezentujący różne dyscypliny naukowe (nie tylko członkowie PTG), a których celem jest rozpoznanie i prawidłowe gospodarowanie zasobami wodnymi w skali lokalnej i krajowej,
- pomocy merytorycznej w organizowaniu ogólnopolskich konferencji hydrologicznych w różnych ośrodkach akademickich Polski, a poprzez nadzór merytoryczny, na podnoszeniu i wyrównywaniu poziomu prowadzonych w nich badań naukowych i dydaktyki hydrologii,
- wymianie doświadczeń naukowych i praktycznych, w tym inspirowaniu działań mających na celu unowocześnienie hydrologicznego warsztatu naukowego i dydaktycznego, a także promocję dokonań naukowych i praktycznych geografów-hydrologów w środowisku geograficznym i inżynierskim,
- wspieraniu działalności publikacyjnej i popularyzatorskiej poprzez obejmowanie patronatem naukowym ważnych opracowań i projektów hydrologicznych, a także pomoc w propagowaniu szeroko pojętej wiedzy hydrologicznej, nie tylko w środowisku geograficznym.

Zgodnie z ideą Członków Założycieli, w skład Komisji Hydrologicznej PTG wchodzą przedstawiciele poszczególnych ośrodków geograficznych, w których prowadzone są badania hydrologiczne, a Władze Komisji (Przewodniczący i Sekretarz) wybierane są w drodze głosowania, w którym uczestniczą Członkowie Komisji. Przyjęcie nowych Członków Komisji odbywa się na posiedzeniach, także w drodze głosowania, przy czym konieczna jest rekomendacja przygotowana przez dwuch Członków KH.

W okresie 50. lat istnienia, Przewodniczącymi Komisji Hydrologicznej PTG byli:

- prof. dr hab. Tadeusz Wilgat, lata 1965-1975, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej (3 kadencje),
- prof. dr hab. Irena Dynowska, lata 1976-1990, Uniwersytet Jagielloński (4 kadencje),
- prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski, lata 1990-2007, Uniwersytet Śląski (5 kadencji),
- prof. dr hab. Joanna Pociask-Karteczka, lata 2007-2014, Uniwersytet Jagielloński (2 kadencje),
- prof. dr hab. Paweł Jokiel, od 2014 r., Uniwersytet Łódzki.

Współpracowali z nimi Sekretarze:

- dr Helena Werner-Więckowska, lata 1965-1981, Uniwersytet Warszawski,
- prof. dr hab. Małgorzata Gutry-Korycka, lata 1981-1994, Uniwersytet Warszawski,
- dr hab. Stanisław Czaja, prof. UŚ, lata 1994-2007, Uniwersytet Śląski,
- dr Tomasz Bryndal, lata 2007-2014, Uniwersytet Pedagogiczny,
- dr hab. Edmund Tomaszewski, prof. UŁ, od 2014, Uniwersytet Łódzki.

Skład osobowy władz Komisji Hydrologicznej PTG zmieniał się w ciągu 50. lat istnienia, ale zmiany te miały charakter ewolucyjny, a Przewodniczący i Sekretarze pełnili swe funkcje przez co najmniej dwie kadencje. Sprzyjało to podejmowaniu dużych i długotrwałych projektów badawczych i dydaktycznych oraz zapewniało spokojne zmiany pokoleniowe.

W ciągu 50. lat działalności Komisji, jej członkowie podejmowali szereg ważnych, ciekawych i spajających środowisko geografów-hydrologów projektów badawczych. Ich owocem były nowe koncepcje, rozwiązania metodyczne i formalne oraz programy dydaktyczne, a przede wszystkim

ogromna liczba publikacji naukowych w postaci artykułów, monografii, notatek, skryptów i podręczników. Do najważniejszych projektów podjętych i zrealizowanych pod opieką Komisji należą:

- Podjęty tuż po ukonstytuowaniu się Komisji temat, koordynowany przez Prof. Jerzego Cyberskiego i Prof. Irenę Dynowską zatytułowany: *Wpływ zbiorników retencyjnych na środowisko geograficzne w Polsce*. Efektem dociekań była synteza ówczesnego stanu wiedzy na temat wpływu zbiorników retencyjnych istniejących w Polsce na reżim wodny i termiczny rzek, okoliczne wody podziemne, warunki klimatyczne, procesy akumulacyjno-erozyjne w czaszy zbiornika oraz biologię środowiska wodnego i strukturę społeczno-gospodarczą otoczenia.
- Projekt zrealizowany przez zespół badawczy, w skład którego wchodzili głównie naukowcy reprezentujący pięć ośrodków geograficznych: Kraków, Lublin, Łódź, Poznań i Sosnowiec. Nosił on tytuł: *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski*. Do najważniejszych osiągnięć tego projektu zaliczyć należy zidentyfikowanie kierunków, skali oraz charakteru zmian przepływu i odpływu rzecznego i lokalnych stosunków wodnych, zachodzących w wyniku ówczesnych przemian użytkowania ziemi, regulacji rzek, melioracji rolnych, przerzutów wody, poboru i zrzutu wód komunalnych, przemysłowych i wód dołowych z kopalń, a także oddziaływania wielkoskalowych lejów depresyjnych.
- Zespołowy temat badawczy kierowany przez Prof. Zygmunta Churskiego, a zatytułowany: *Antropogeniczne i naturalne tendencje rozwoju jezior i mokradeł w Polsce*, który istotnie wzbogacił osiągnięcia badawcze dużego, centralnie finansowanego, projektu (CBPB 03.13; IGPZPAN). Do najważniejszych osiągnięć i wyników projektu zaliczyłbym uchwycenie proporcji między naturalnymi a antropogenicznymi zmianami w środowisku wodnym, a w szczególności na terenach podmokłych i w obrębie zbiorników wodnych i ich zlewni.
- Projekt badawczy pod hasłem: *Dziejowe przemiany stosunków wodnych na obszarach zurbanizowanych*, koordynowany przez Prof. Alfreda Kanieckiego, w którym uczestniczyli nie tylko geografowie i hydrolodzy, ale również architekci, urbaniści, historycy, a badacze reprezentowali kilka

polskich i zagranicznych ośrodków naukowych. Warto podkreślić, że wielu geografów i hydrologów zawsze interesowało się wątkiem historycznym w swoich dociekaniach, ale sposób w jaki Prof. A. Kaniecki przedstawił historyczne stosunki wodne i gospodarowanie wodą w Poznaniu jest i chyba długo jeszcze będzie niedoścignionym wzorem.

- Temat zatytułowany: *Antropogeniczne zmiany jakości wód*, koordynowany przez Dr. Janusza Burcharda i Prof. Bronisława Jańca, pozwolił na aktywne włączenie się Komisji Hydrologicznej w zainicjowane w ośrodku łódzkim badania i objęcie patronatem organizowanych w nim konferencji pt.: *Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych*. Trudno jest w jednym zdaniu podsumować i określić wagę zrealizowanych wówczas badań, gdyż miały one właściwie charakter pionierski i to nie tylko w aspekcie rozległości tematyki badawczej, jak i różnorodności stosowanego w nich warsztatu. Wydaje się, że zarówno ówczesne konferencje, jak i dyskusje, które się wtedy toczyły w środowisku, stanowiły dobrą szkołę dla młodych badaczy, którzy właśnie wtedy dostrzegli, iż w badaniach stosunków i zasobów wodnych ważna jest nie tylko ich ilość i tempo krążenia, ale również jakość.
- Projekt pod tytułem: *Wpływ antropopresji na naturalne i sztuczne zbiorniki wodne*, zrealizowany został przez, powołany z inicjatywy Komisji Hydrologicznej, ogólnopolski zespół badawczy. Kierowanie nim powierzono Prof. Adamowi Choińskiemu i Prof. Władysławowi Lange. Chociaż badania limnologiczne, od początku istnienia Komisji, stanowiły ważny składnik jej zainteresowań, to podjęcie tego tematu stało się dodatkowym impulsem, który zaowocował w przyszłości nie tylko istotnymi osiągnięciami naukowymi, ale również wieloma monografiami jezior, sztucznych zbiorników wodnych, a nawet całych regionów pojeziernych.
- Temat badawczy kolejnego projektu zrealizowanego przy poparciu Komisji Hydrologicznej można w skrócie opatrzeć tytułem jednej z konferencji zorganizowanej w 1997 r. w Łodzi: *Źródła, ich rola w środowisku i znaczenie gospodarcze*. Mimo, że badania wypływów wód podziemnych prowadzone były już od dawna w kilku ośrodkach geograficznych m.in.: w Krakowie, Lublinie, Wrocławiu i Łodzi, to

z uwagi na niezadowalający stan krenologicznego rozpoznania całego naszego kraju, Komisja Hydrologiczna objęła patronatem program wielopłaszczyznowych badań tych obiektów wodnych i przyrodniczych. Pod auspicjami Komisji zorganizowano kilka ważnych konferencji krenologicznych, m.in. dwie w Łodzi. W ostatniej dekadzie ukazało się też szereg ważnych, autorskich monografii krenologicznych i zbiorów prac badawczych, w tym szczególnie wartościowe opracowania o charakterze interdyscyplinarnym, w których źródło jest nie tylko cennym obiektem hydrologicznym i hydrogeologicznym, ale też przyrodniczym, historycznym i gospodarczym.

- Idea kartowania hydrograficznego była jednym z najważniejszych spoiw, które doprowadziły do konsolidacji środowiska geografów-hydrologów i powstania Komisji Hydrologicznej. Rejestrowanie i pomiary obiektów oraz stosunków wodnych bezpośrednio w terenie, już w latach 50. ubiegłego wieku, było tym elementem badań środowiska na podstawie którego powstawały różnego rodzaju i różnej skali mapy hydrograficzne i tematyczne oraz liczne monografie hydrologiczne. Profesorowie: Stanisław Pietkiewicz, Tadeusz Wilgat, Zygmunt Churski, Irena Dynowska, Michał Żurawski, Jan Drwal, Wojciech Chełmicki, Andrzej T. Jankowski, Zygmunt Maksymiuk, Zdzisław Michalczyk i Ryszard Glazik oraz wielu, wielu innych, w swoich analizach i syntezach pełną garścią czerpali informacje i wiedzę z wydawałoby się prostych badań terenowych. W połowie lat 80. XX wieku, z inicjatywy Prof. M. Żurawskiego i z dużym udziałem Prof. A. Kanieckiego i Prof. A. T. Jankowskiego oraz innych członków Komisji Hydrologicznej, opracowano instrukcję wykonania nowoczesnej Mapy Hydrograficznej Polski w skali 1:50 000. Jednocześnie przyjęto, że nadzór merytoryczny nad Mapą sprawować będzie Komisja Hydrologiczna, a nad wykonywaniem poszczególnych jej arkuszy przedstawiciele poszczególnych ośrodków hydrologicznych. W ostatnich latach, kiedy Mapę Hydrograficzną włączono do podstawowego zasobu informacji o terenie, jej znaczenie bardzo wzrosło, a wprowadzenie wersji numerycznej pozycję tę jeszcze ugruntowało. Dziś, opracowanie to spełniając podstawowe funkcje GIS, jest istotnym źródłem informacji

o tkance wodnej, jej dynamice i zasobach nie tylko w skali lokalnej, ale i regionalnej. Szkoda tylko, że jak dotąd, nie całe terytorium Polski zostało pokryte arkuszami tej Mapy.

- Prowadzona, właściwie od początku istnienia Komisji Hydrologicznej, działalność publikacyjna i udział w popularyzacji wiedzy hydrologicznej, nie tylko w środowisku geografów i przyrodników, ale także wśród społeczności akademickiej. Dowodem na to jest kilkadziesiąt monografii naukowych i popularnonaukowych, ogromna liczba artykułów i notatek naukowych, liczne podręczniki i skrypty akademickie, które napisali lub zredagowali, często z inspiracji Komisji, jej członkowie i współpracownicy. Równie istotny i bogaty jest dorobek konferencyjny. Trzydzieści konferencji naukowych o zasięgu ogólnopolskim, które zorganizowała lub objęła swym patronatem dotąd Komisja świadczy o jej aktywizującej roli i dużym znaczeniu dla wymiany myśli i doświadczeń w środowisku geografów-hydrologów. Komisja i jej członkowie zasiadają też w Komitetach Naukowych lub czynnie uczestniczą w innych branżowych konferencjach krajowych i zagranicznych. Dość wymienić: Kongresy Hydrologów Polskich, Zjazdy Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Szkoły Hydrologii i wiele, wiele innych.
- Przygotowanie czterech tomów bibliografii hydrologicznej, zatytułowanych: *Hydrografia polska*. Tomy te ukazały się w latach: 1966, 1977, 1990 i 1991, a ich redaktorami byli kolejno: Prof. T. Wilgat, Prof. M. Żurawski, Prof. A. Kaniecki i Prof. A.T. Jankowski. W 1998 r. Prof. A.T. Jankowski przygotował i opublikował kolejny piaty tom bibliografii zatytułowany: *Bibliografia hydrologiczna ośrodków geograficznych*. W ówczesnych latach bibliografie te stanowiły niezastąpione źródło informacji o zakresie, kierunkach i osiągnięciach badań hydrologicznych prowadzonych w geograficznych ośrodkach akademickich. Także dziś, mimo eksplozywnego rozwoju cyfrowych źródeł informacji naukowej, często sięgamy do tych bibliografii, by później ze zdziwieniem stwierdzić, iż ktoś, kiedyś miał już pomysł podobny do naszego.

Na posiedzeniach Komisji Hydrologicznej, zwłaszcza w początkowym okresie jej działalności, dużo uwagi poświęcano wymianie doświadczeń z zakresu dydaktyki hydrologii. Dyskutowano, przygotowywano

i opiniowano programy dydaktyczne zajęć z hydrologii i gospodarki wodnej oraz zakresy i profile powstających wtedy na studiach geograficznych specjalizacji hydrologicznych i hydroklimatycznych. Opiniowano skrypty i przewodniki do zajęć, przy czym wiele z nich napisali członkowie Komisji, a kilka powstało z ich inspiracji. Członkowie Komisji podjęli się także trudu przygotowania wielu podręczników niezbędnych w dydaktyce hydrologii. Dość tu wymienić książki autorstwa: I. Dynowskiej i A. Tlałki (1982), E. Bajkiewicz-Grabowskiej i Z. Mikulskiego (1993, 1996, 1999), E. Bajkiewicz-Grabowskiej, A. Magnuszewskiego i Z. Mikulskiego (1993), W. Chełmickiego (1997, 1999, 2001), A. Choińskiego (1985, 1995), A. Bartnika i P. Jokiela (2012), czy też prace zespołowe pod redakcją M. Gutry-Koryckiej i H. Werner-Więckowskiej (1989, 1996), W. Lange (1993) i J. Pociask-Karteczki (2003).

W dniu dzisiejszym, Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego liczy 21 członków reprezentujących ogromną większość polskich ośrodków akademickich realizujących badania geograficzne i hydrologiczne. Wśród nich jest 10 profesorów tytularnych oraz liczne grono samodzielnych pracowników naukowych prowadzących badania w ramach niemal wszystkich specjalności składających się na „nauki o wodzie". Komisja współorganizuje lub patronuje cyklicznym konferencjom hydrologicznym odbywającym się ostatnio niemal corocznie w różnych ośrodkach akademickich, a w ostatnim okresie współuczestniczy także w opracowaniu i wydawaniu kolejnych tomów, ukazujących się cyklicznie, *Monografii Komisji Hydrologicznej PTG* – dotąd ukazały się dwa tomy (2012, 2014). Od kilku lat Komisję Hydrologiczną możemy też odnaleźć w sieci internetowej (http://www.komhydptg.geo.uni.lodz.pl/), a książki i różnego rodzaju opracowania przygotowywane przez jej członków i współpracowników osiągają bardzo wysoki poziom naukowy i edytorski. Bardzo dobrze układa się też współpraca Komisji z innymi, podobnymi stowarzyszeniami naukowymi i organami administracji. Wśród nich trzeba wymienić: Polskie Towarzystwo Geograficzne, Stowarzyszenie Hydrologów Polskich, Dyrekcje Parków Narodowych, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Głównego Geodetę Kraju i wiele innych jednostek naukowych oraz agend administracji rządowej i samorządowej. Komisja Hydrologiczna ma też nowo wybrane władze i kilka pomysłów na działalność w najbliższych latach. Pamiętamy

jednak, by nie zaniedbywać starych, dobrych koncepcji i idei, a najlepszym tego dowodem jest kolejna, bo już XXXI Konferencja Hydrologiczna, tym razem pod hasłem: *Nowoczesne metody i rozwiązania w Hydrologii i Gospodarce Wodnej* (Sosnowiec - Szczyrk; 25-27 maja 2015 r.). Jej wizytówką jest prezentowany poniżej trzeci już tom *Monografii Komisji Hydrologicznej PTG*, przygotowany przez Komitet Organizacyjny z Uniwersytetu Śląskiego, pod patronatem Komisji Hydrologicznej PTG.

W imieniu władz i członków Komisji Hydrologicznej Polskiego Towarzystwa Geograficznego, życzę uczestnikom XXXI Konferencji Hydrologicznej ciekawych i inspirujących referatów, udanych wycieczek i pokazów oraz nawiązania wielu nowych kontaktów naukowych i towarzyskich. Organizatorom składam zaś gorące podziękowania za pomysł, ogromny wkład pracy i dbałość o nasze dobre samopoczucie w trakcie wszystkich spotkań konferencyjnych.

* * *

Z okazji 50.-lecia istnienia Komisji Hydrologicznej Polskiego Towarzystwa Geograficznego, w imieniu swoim i jej obecnych członków, składam serdeczne gratulacje i podziękowania wszystkim, którzy w czasie tego półwiecza przyczynili się do jej powstania i działania oraz wnieśli wkład w jej rozwój i dobre imię. Myślę, że idee, które przyświecały założycielom tego gremium są nadal aktualne, dobrych pomysłów nie zabraknie, a wspólna praca przyczyni się do kontynuowania, przez następne lata, celów postawionych w akcie założycielskim.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

ABSALON DAMIAN (1), KUBICIEL PIOTR (2),
MATYSIK MAGDALENA (1), RUMAN MAREK (1)

(1) Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec,
(2) Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej - Państwowy Instytut Badawczy,
Dział Służby Pomiarowo-Obserwacyjnej, Katowice

NOWOCZESNE METODY POMIARU PRZEPŁYWU W RZEKACH

NOVEL METHODS OF MEASURING FLOW IN RIVERS

Streszczenie. Obserwacje i pomiary hydrologiczne realizowane na stacjach wodowskazowych są podstawowym źródłem informacji hydrologicznej. Poszczególne metody pomiarów przepływu stosuje się w zależności od warunków terenowych, wielkości przepływu oraz oczekiwanej dokładności. Postęp technologiczny w ostatnich latach spowodował wykorzystanie do pomiarów przepływu metod akustycznych. Celem opracowania jest przedstawianie wybranych nowoczesnych urządzeń pomiarowych i metod stosowanych do określenia wielkości przepływu w ciekach oraz skonfrontowanie ich z tradycyjnymi pomiarami wykonywanymi za pomocą młynka hydrometrycznego. Aby osiągnąć założony cel przeprowadzono terenowe sesje pomiarowe z wykorzystaniem różnych urządzeń. Uzyskane dane wskazują, że zbieżność wyników pomiarów zależy od wielkości przepływu - lepsze „dopasowanie" uzyskano przy większych wartościach przepływu. Jednak znacznie większą rolę odgrywa głębokość koryta w przekroju pomiarowym oraz charakter ruchu wody Najlepszą zbieżność uzyskano na rzece Psinie przy najmniejszej (z badanych) wartości przepływu, jednak przy największej spośród badanych rzek głębokości koryta i przy laminarnym charakterze ruchu wody. Biorąc pod uwagę możliwości każdego z urządzeń można stwierdzić, iż sprzęt spisuje się generalnie prawidłowo – wyniki pomiarowe nie odbiegają od siebie. Różnice wynikają z ograniczeń technicznych urządzeń. Pomiar młynkiem hydrometrycznym wymaga więcej czasu, a jest to szczególnie istotne przy pomiarach na dużych rzekach oraz w okresach wezbrań. W przypadku nowoczesnych urządzeń nie bez znaczenia jest również fakt otrzymania wyniku tuż po pomiarze lub/i śledzenie jego wartości w czasie rzeczywistym. Pozwala to na bezpośrednią ocenę jego jakości w terenie i podjęcie decyzji o zakończeniu lub powtórzeniu pomiaru.

Abstract. Observations and hydrological measurements made at gauging stations are the basic source of hydrological information. Certain flow measurement methods are applied depending on terrain conditions, flow volume and the required accuracy. Technological progress in the previous years has led to the use of acoustic methods for measuring flow. The aim of the study is to present selected modern measurement devices and methods used for the determination of flow volume in watercourses and confronting them with traditional measurements made with a current meter. In

order to achieve the assumed goal field measurement sessions were held and different devices were used. The obtained data revealed that similarity of measurement results depends on flow volume - better matching was achieved with higher flow values. But the depth of channel and type of water movement play a much more important role. The greatest matching was obtained on the Psina river with the lowest flow value (of the studied rivers), but with the greatest depth of the channel and laminar flow. Considering the possibilities of each of the devices we may conclude that they perform generally well, with little differences in results, which are the effect of their technical limitations. Measurements with a current meter require more time and they are particularly important on big rivers and during floods. Modern devices immediately (or/and real time) provide measurement results, which is very useful because it allows direct evaluation of the quality of measurement in the field and taking the decision whether to finish or repeat measurements.

Słowa kluczowe: hydrologia, hydrometria, przepływ, metody pomiarowe, pomiary przepływu
Key words: hydrology, hydrometry, flow, measurement methods, flow measurements

Wstęp

Obserwacje i pomiary hydrologiczne realizowane na stacjach wodowskazowych są podstawowym i niezwykle ważnym źródłem informacji hydrologicznej (Stewart, 2015). Głównym elementem stacji wodowskazowej jest łata wodowskazowa, wykonana jako stanowisko wolnostojące lub mocowane do istniejących konstrukcji hydrotechnicznych (filary mostów, przyczółki, ściany oporowe). Na każdej stacji wodowskazowej wykonywane są obserwacje:

- codzienny pomiar stanów wody,
- obserwacje zjawisk hydrologicznych – zarastanie lub zlodzenie wraz z grubością pokrywy lodowej w korytach rzecznych,
- pomiar temperatury wody (na wybranych stacjach wodowskazowych).

Na obszarze kontrolowanym przez Dział Służby Pomiarowo Obserwacyjnej (DSPO) w Katowicach znajduje się 77 stacji wodowskazowych wyposażonych w łaty wodowskazowe oraz aparaturę kontrolno-pomiarową (stan na 1.01.2015). Na każdej z nich realizowany jest program pomiarowy polegający na wykonaniu w ciągu roku hydrologicznego określonej liczby (ok. 6) pomiarów hydrometrycznych - natężenia przepływu wody w pełnym zakresie stanów wody. Część stacji wodowskazowych (66) wyposażona została w telemetryczne urządzenia pomiarowe. W skład takiej stacji wchodzi dodatkowo: czujnik stanów wody, rejestrator danych, urządzenie komunikacji radiowej, moduł zasilania oraz maszt antenowy.

Złożony charakter przepływu wody w korytach otwartych, jak również specyfika i zróżnicowanie geometryczne samych koryt i dolin rzecznych, wymaga stosowania różnorodnych urządzeń pomiarowych. Współczesna hydrometria rzeczna oparta jest o techniki akustyczne, jednak dla pewnych warunków ekstremalnych (powodzie, susze, zarastanie i zlodzenie) pomiary prędkości i strumienia objętości przepływu wody realizowane są nadal przy użyciu mechanicznych młynków hydrometrycznych (Wójcik, Wdowikowski, 2014). Poszczególne metody pomiarów przepływu stosuje się w zależności od warunków terenowych, wielkości przepływu oraz oczekiwanej dokładności. Metody pomiarów dzielimy na:

- bezpośrednie (wolumetryczne, fizyczne, chemiczne);
- pośrednie (punktowe za pomocą młynka hydrometrycznego oraz odcinkowe, za pomocą pływaków).

Najbardziej rozpowszechnianą i popularną metodą jest nadal pomiar przepływu za pomocą młynka hydrometrycznego. Postęp technologiczny w ostatnich latach spowodował wykorzystanie do pomiarów przepływu metod akustycznych (opartych na wykorzystaniu efektu Dopplera).

Cel i metody

Celem opracowania jest przedstawianie wybranych nowoczesnych urządzeń pomiarowych i metod stosowanych do określenia wielkości przepływu w ciekach oraz skonfrontowanie ich z tradycyjnymi pomiarami wykonywanymi za pomocą młynka hydrometrycznego. Aby osiągnąć założony cel przeprowadzono terenowe sesje pomiarowe z wykorzystaniem różnych urządzeń. Metodyka pomiarów była zgodna z zaleceniami i wytycznymi obowiązującymi w IMGW – PIB. Korzystano także z zaleceń producentów urządzeń.

Poniżej zamieszczono krótkie charakterystyki przyrządów wykorzystanych do wykonywania pomiarów hydrometrycznych.

Młynek hydrometryczny na drążku

Sondy drążkowe są to sztywne drążki drewniane lub metalowe (wykonane ze stali, aluminium lub mosiądzu), o przekroju owalnym lub kolistym. Z reguły na drążkach znajduje się podziałka 1-, 5- lub 10-centymetrowa. Uniwersalny młynek hydrometryczny C-31 firmy OTT jest przyrządem pomiarowym do ustalania przepływu wody w otwartych korytach wodnych, strumieniach, rzekach, morzach oraz w przewodach ciśnieniowych.

Wraz z opracowaniem młynka C-31 firma OTT stworzyła standard w zakresie pomiarów młynkami hydrometrycznymi. Urządzenie to sprawdziło się w ciągu dziesiątków lat na całym świecie. Zwarta i mocna konstrukcja oraz zastosowanie materiałów wysokiej jakości umożliwia użycie młynka w praktycznie każdych warunkach i uzyskanie precyzyjnych wyników pomiarów. Uniwersalny młynek hydrometryczny C-31 firmy OTT nadaje się do pomiarów prędkości przepływu w zakresie prędkości od 0,025 $m \cdot s^{-1}$ do 10 $m \cdot s^{-1}$. Młynek może być mocowany w różny sposób: jako młynek drążkowy lub jako młynek pływakowy (fot. 1).



Fot. 1. Pomiar młynkiem hydrometrycznym zawieszonym na linie
Photo 1. A measurement with a manual current meter mounted on a line

Sondy ciężarkowe z przyczepianym młynkiem hydrometrycznym

Przy głębokościach większych niż 4 m i prędkościach większych niż 1 m s^{-1} stosowane są sondy ciężarkowe. Sondy te mają kształt kul, soczewek lub torped zawieszonych na lince stalowej i wykonane są zazwyczaj z żelaza lub ołowiu. Sondy o masie do 3 kg opuszcza się ręcznie. Cięższe sondy opuszcza się do wody ze specjalnych wyciągów linowych zaopatrzonych w liczniki. Przy większych głębokościach stosuje się czujnik, który sygnalizuje oparcie sondy na dnie. W ciekach o dużych prędkościach przepływu napór hydrodynamiczny wody oddziałuje na sondę i linę, powodując odchylenia. W tych wypadkach należy pomiar zweryfikować o poprawkę zależną od prędkości przepływu, głębokości wody oraz masy liny i ciężarka (Bajkiewicz-Grabowska i in., 1993).

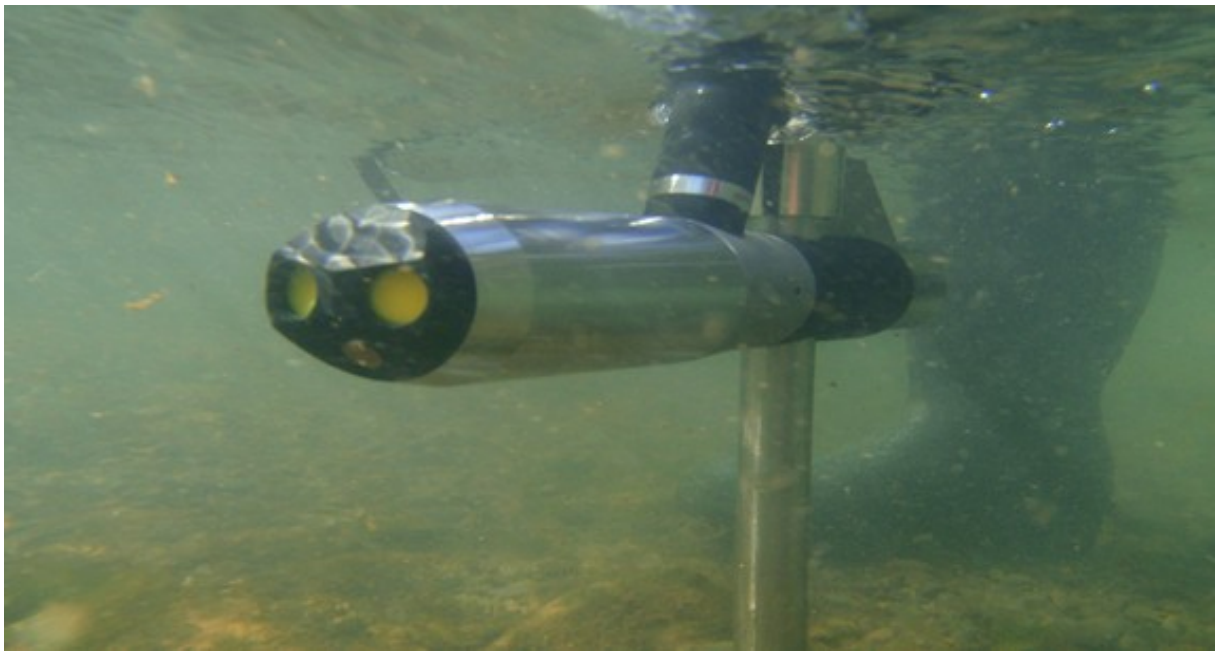
Obliczenia przepływu przy pomiarach z wykorzystaniem młynka, polegają na wyznaczeniu pola powierzchni przekroju poprzecznego koryta rzeki (cieku) i określeniu średniej prędkości przepływu wody w tym przekroju (Bajkiewicz-Grabowska i in., 1993).

Akustyczne czujniki prędkości przepływu wody

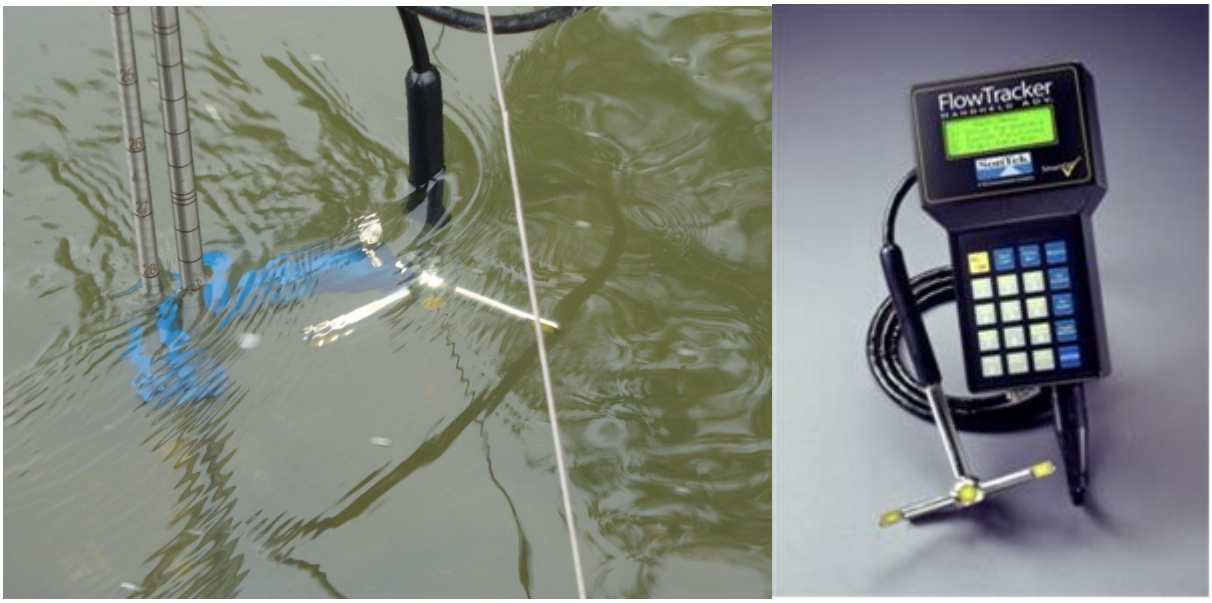
ADC (akustyczny czujnik prędkości przepływu wody) firmy OTT przeznaczony jest do pomiarów punktowych prędkości wody w strumieniach, rzekach, potokach oraz kanałach otwartych (fot. 2). Wykorzystanie nowoczesnych, akustycznych metod pomiaru w połączeniu z zastosowaniem najwyższej jakości procesora sygnałowego umożliwia uzyskanie bardzo dokładnych oraz wiarygodnych wyników pomiaru. Urządzenie posiada wbudowany czujnik ciśnienia, który zapewnia automatyczne odczyty głębokości i „podpowiada" użytkownikowi jak prawidłowo ustawić przyrząd. Przyrząd daje się łatwo przymocowywać do różnego typu drążków i oferuje automatyczne obliczenia wielkości przepływu na podstawie uznawanych, międzynarodowych norm ISO oraz USGS (OTT flow measurement, mobile measurement systems, 2015).

Urządzenie typu ADV - FlowTracker firmy SonTek - służy do pomiaru natężenia przepływu w kanałach otwartych oraz naturalnych korytach rzecznych metodą jedno- lub wielopunktowego pomiaru prędkości (fot. 3).

Ze względu na zastosowaną puls-koherencyjną technikę pomiaru, FlowTracker zaliczany jest do grupy najdokładniejszych urządzeń pomiarowych. Posiada najwyższą dostępną na rynku rozdzielczość pomiarową ±0,0001 m s^{-1} w zakresie pomiarowym ±4,0 m s^{-1}. FlowTracker umożliwia pomiar prędkości już przy głębokości 2 cm. Wszelkie wyniki są dostępne w trakcie wykonywania pomiaru, co pozwala na bieżącą ocenę.



Fot. 2. OTT ADC - (akustyczny czujnik prędkości przepływu wody)
Photo 2. OTT ADC (an acoustic probe for water velocity measurement)



Fot. 3. SonTek FlowTracker (akustyczny czujnik prędkości przepływu wody).
Photo 3. SonTek FlowTracker (an acoustic probe for water velocity measurement).

Błąd pomiarowy dla instrumentów akustycznych nie przekracza 1%, co zacznie obniża całkowity błąd pomiarowy (Wójcik, Wdowikowski, 2014).

Prądomierze akustyczne

Prądomierz akustyczny działa na zasadzie odbicia fali ultradźwiękowej od dna rzeki lub zbiornika wodnego. Podczas pomiaru na powierzchni wody (lub tuż pod powierzchnią) umieszcza się źródło i odbiornik dźwięku. Nadajnik sondy wysyła fale akustyczne w postaci krótkich impulsów, które dochodzą do dna, odbijają się od niego i powracają do odbiornika. Na postawie czasu przebiegu fal określa się głębokość wody oraz przepływ w jednostce czasu. Pomiar przepływu odbywa się w sposób ciągły. Wykorzystanie kompasu i odbiornika GPS powoduje, że każdy pion pomiarowy jest zorientowany w przestrzeni, co daje pełną informację o położeniu i kierunku poszczególnych wektorów prędkości w całym przekroju pomiarowym.

W zależności od rodzaju wykorzystywanego urządzenia, w zakresie częstotliwości emisji fal dźwiękowych pomiar ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) jest możliwy dla głębokości od 0,2 m dla urządzeń 2000 kHz, od 0,7 m dla urządzeń 1200 kHz i od 1,2 m dla urządzeń 600 kHz. Wykorzystanie nawigacji GPS umożliwia lokalizowanie czujnika pomiarowego, co pozwala wyznaczyć wartość prędkości w sytuacjach, kiedy urządzenie nie może precyzyjnie „domierzyć się" do profilowanego dna cieku (przypadek "ruchomego dna" dla cieków o dnie piaszczystym i żwirowym podczas wystąpienia dużych prędkości przepływu) (Wójcik, Wdowikowski, 2014). Urządzenia ADCP RiverSurveyor firmy SonTek posiadają bardzo duży zakres pomiarowy, tak aby możliwy był pomiar zarówno cieków płytkich od 0,06 m (RiverSurveyor S5) jak i głębokich, nawet do 40 m (RiverSurveyor M9) (fot. 4). Jest to możliwe dzięki jednoczesnemu zastosowaniu emisji wąskopasmowej, szerokopasmowej i sondy pionowej (RiverSurveyor S5/M9 System Manual, 2013). Dodatkowo wykorzystanie technologii GPS RTK (Real Time Kinematic) powoduje zwiększenie precyzji pozycjonowania urządzenia, uniezależniając proces lokalizacji od ilości dostępnych satelitów (RiverSurveyor, discharge, bathymetry and current profiling, 2015).

Szczegółowe informacje odnośnie chwilowej lokalizacji wektorów prędkości umożliwiają wizualizację wyników pomiarów na cyfrowych podkładach mapowych (Wójcik, Wdowikowski, 2015).



Fot. 4. RiverSurveyor M9 firmy SonTek – prądomierz akustyczny
Photo 4. RiverSurveyor M9 (SonTek) – an acoustic current meter

OTT Q-liner to przenośny system akustyczny do pomiaru przepływu w kanałach i rzekach. Daje nam możliwość dokładnego i szczegółowego pomiaru w sposób szybki, wygodny i bezpieczny (fot. 5). Pomiar prowadzi się w kilku punktach rozmieszczonych w przekroju poprzecznym. Można to zrobić opuszczając urządzenie z mostu, ciągnąc je za łodzią lub wykorzystując system lin rozpiętych w poprzek rzeki. Oprogramowanie w trybie on-line wyznacza wartość przepływu, używając do obliczeń prędkości wody oraz głębokości. Rezultat jest dostępny natychmiast po zakończeniu serii pomiarowej. Przepływomierz ten różni sposób pomiarów od wcześniej opisanych przepływomierzy firmy SonTek (a także ADCP StreamPro firmy Teledyne RDI), w których pomiar przepływu wykonywany jest w sposób ciągły. OTT Qliner musi być zatrzymywany w punkcie wykonywania pomiaru (pionie hydrometrycznym) na czas jego wykonania, wymagane jest także wprowadzenie głębokości dna mierzonego cieku w przekroju poprzecznym.



Fot. 5. Qliner firmy OTT – prądomierz akustyczny
Photo 5. Qliner (OTT) – an acoustic current meter

Wyniki badań

Pomiary wykonano podczas dwóch sesji terenowych w miejscowości Górki Wielkie na rzece Brennicy oraz jednej sesji na rzece Psinie w miejscowości Bojanów. Obie stacje wodowskazowe są częścią sieci pomiarowej IMGW-PIB DSPO Katowice. Sesje te miały na celu porównanie różnych urządzeń pomiarowych w celu określenia dokładności uzyskanych wyników oraz wad i zalet poszczególnych urządzeń. Pomiary w Górkach Wielkich odbyły się w dwóch seriach: 26.03.2010 r. przy stanie wody H=178 cm oraz 13.05.2010 r. przy stanie wody H=170 cm. Pomiary w tym profilu wykonywane były za pomocą: młynka hydrometrycznego OTT C-31, akustycznego czujnika prędkości przepływu wody OTT ADC, prądomierza akustycznego ADCP Stream Pro - Teledyne RDI i prądomierza akustycznego – ADV FlowTracker – SonTek (fot. 6).



Fot. 6. ADCP ADCP Stream Pro firmy Teledyne RD Instruments - prądomierz akustyczny

Photo 6. ADCP ADCP Stream Pro (Teledyne RD Instruments) - an acoustic current meter

26.03.2010 r. pomiary wykonano za pomocą następujących urządzeń (tab. 1):

1. Młynek hydrometryczny- OTT C-31,
2. Akustyczny czujnik prędkości przepływu wody- OTT ADC,
3. Prądomierz akustyczny ADCP Stream Pro - Teledyne RD Instruments.

13.05.2010r. pomiary wykonano za pomocą następujących urządzeń (tab. 2):

1. Młynek hydrometryczny- OTT C-31,
2. Prądomierz akustyczny – FlowTracker - SonTek,
3. Prądomierz akustyczny ADCP StreamPro - Teledyne RD Instruments

Obliczenia przepływu ułatwiają dedykowane urządzeniom specjalne pakiety oprogramowania, które umożliwiają także modyfikacje niektórych parametrów w tzw. post-processingu (rys. 1, 2A i 3). Obliczenia do pomiarów młynkiem wykonuje się wypełniając ręcznie lub komputerowo odpowiednie tabele (rys. 2B).

Tab. 1. Wyniki pomiarów z 26.03.2010 r. przy stanie wody H = 178 cm

Table 1. Mesurement results from 26.03.2010, at the water stage of H = 178 cm

1. Młynek hydrometryczny OTT C-31	Q= 4,89 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 1 h
2. Akustyczny czujnik prędkości przepływu wody OTT ADC	Q= 4,60 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 1 h
3. Prądomierz akustyczny ADCP Stream Pro- Teledyne RD Instruments	Q= 4,94 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 10 min

Średnia z uzyskanych pomiarów wynosi 4,81 $m^3 \cdot s^{-1}$, zaś odchylenie standardowe - 0,15. Zatem poszczególne wyniki pomiarów różnią się od średniej w zakresie 1,7 do 4,4% (średnio 2,9%).

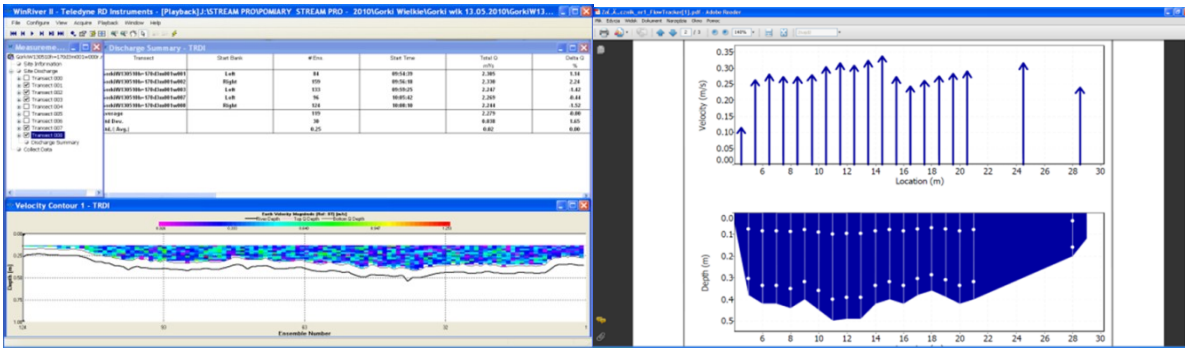
Tab. 2. Wyniki pomiarów z 13.05.2010 r. przy stanie wody H = 170 cm

Table 2. Mesurement results from 13.05.2010, at the water stage of H = 170 cm

1. Młynek hydrometryczny OTT C-31	Q= 2,65 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 1 h
2. Prądomierz akustyczny - FlowTracker- SonTek	Q= 2,67 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 50 min
3. Prądomierz akustyczny ADCP Stream Pro- Teledyne RD Instruments	Q= 2,28 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 10 min

Średnia z uzyskanych pomiarów wynosi 2,53 $m^3 \cdot s^{-1}$, zaś odchylenie standardowe - 0,18. W tym przypadku różnice uzyskanych wyników w stosunku do średniej są większe – od 4,6 do aż 10% (średnio 6,7%).

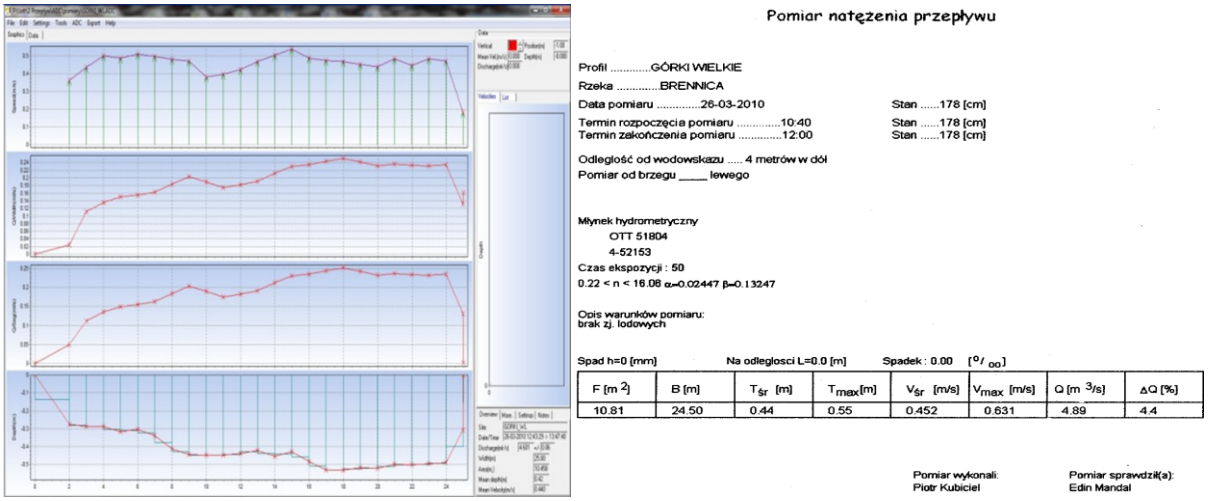
A B



Rys. 1. Przykładowe okna programów do opracowywania danych pomiarowych: A – StreamPro (Teledyne RDI); B – FlowTracker (SonTek)

Fig. 1. Examples of measurement data processing windows: A – StreamPro (Teledyne RDI); B – FlowTracker (SonTek)

A B



Rys. 2. Przykładowe okna programów do opracowywania danych pomiarowych: A - OTT ADC, B - pomiar młynkiem hydrometrycznym

Fig. 2. Examples of measurement data processing windows: A - OTT ADC, B - manual current meter measurement

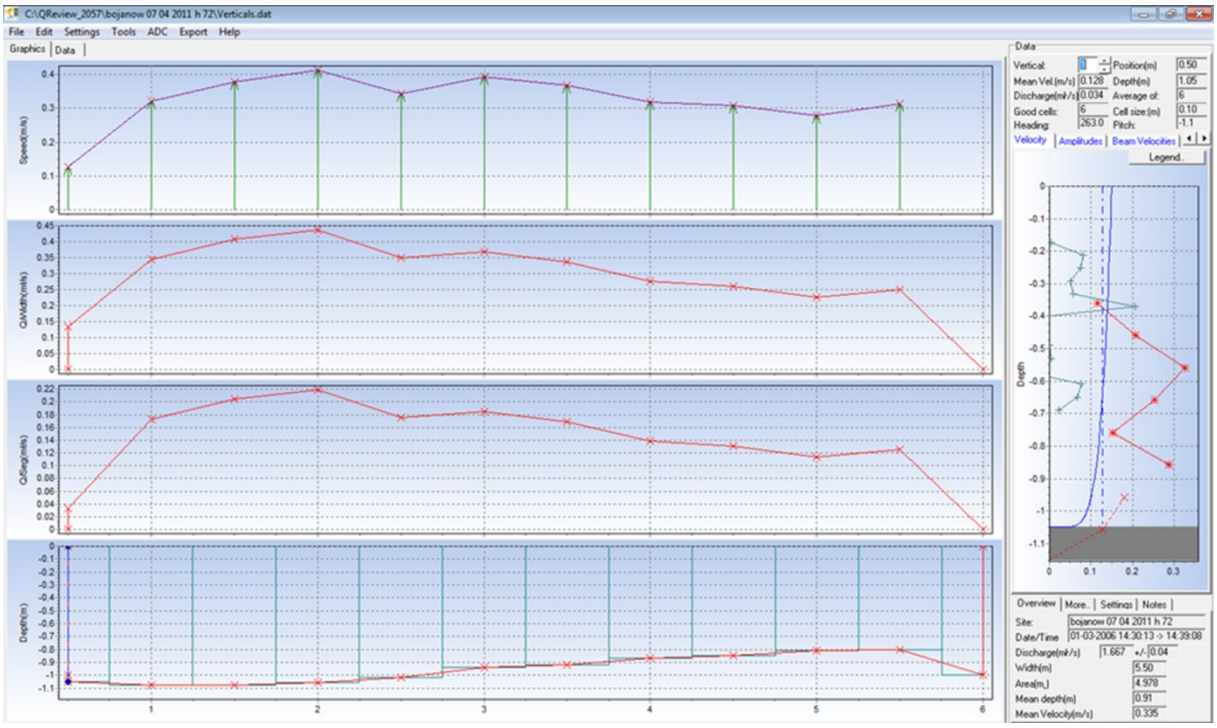
Pomiary na rzece Psinie w profilu Bojanów wykonano w dniu 07.04.2011 przy stanie wody H = 72 cm przy użyciu następujących urządzeń: ADCP Rio Grande Teledyne RDI, ADCP Stream Pro Teledyne RDI, młynka hydrometrycznego OTT C-31, Flow Tracker SonTek, Q-Liner OTT (fot. 7).

Tab. 3. Wyniki pomiarów z 7.04.2011 r. przy stanie wody H=72 cm

Tab. 3. Mesurement results from 7.04.2011, at the water stage of H=72 cm

1. ADCP Rio Grande	Q = 1,73 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 10 min
2. ADCP Stream Pro	Q = 1,82 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 10 min
3. Młynek hydrometryczny	Q = 1,71 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 50 min
4. Flow Tracker	Q = 1,75 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 50 min
5. Q-Liner	Q = 1,66 [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Czas pomiaru: 30 min

Średnia z pomiarów ze wszystkich urządzeń wynosi Q=1,73 $m^3 \cdot s^{-1}$, a odchylenie standardowe - 0,05. Pomimo znacznego zróżnicowania urządzeń w tym przypadku różnice miedzy poszczególnymi wynikami pomiarów były najmniejsze – od 0 do 5% (średnio 2,4%).



Rys. 3. Przykładowe okno programu do opracowania danych urządzenia Qliner firmy OTT (Bojanów 07.04.2011 r.)

Fig. 3. An example of measurement data processing window of the Qliner device OTT (Bojanów 07.04.2011)



Fot. 7. Sesja pomiarowa na rzece Psinie – na obrazku po lewej stronie urządzenia: ADCP Rio Grande i Stream Pro firmy Teledyne RDI

Photo 7. A measurement session at the Psina river. On the left, the following devices can be seen: ADCP Rio Grande and Stream Pro (Teledyne RDI)

Uzyskane wyniki wskazują, że zbieżność pomierzonych wartości zależy od wielkości przepływu – w profilu Górki Wielkie lepsze „dopasowanie" wyników pomiarów uzyskano przy większych wartościach przepływu. Jednak znacznie większą rolę odgrywa raczej głębokość koryta w przekroju pomiarowym oraz charakter ruchu wody – te parametry wpływają szczególnie na prądomierze akustyczne, które nie do końca radzą sobie z płytszą wodą o ruchu turbulentnym. Wskazuje na to fakt, że najlepszą zbieżność uzyskano na rzece Psinie przy najmniejszej wartości przepływu (z badanych), jednak przy największej spośród badanych rzek głębokości koryta i przy laminarnym charakterze ruchu wody.

Inne uzyskiwane wyniki pomiarów są spójne, np. porównanie dwóch urządzeń ADCP firm Teledyne RDI i SonTek wykonane w Brzegu Dolnym na Odrze (Wójcik, Wdowikowski, 2015), wskazuje na gwarancję powtarzalności wyników stosowanej technologii. Uzyskana różnica wyników mieściła się w zakresie 1%. Porównanie wyników pomiarów przeprowadzono także w warunkach ekstremalnych, w maju 2010 r. na Odrze w Krzyżanowicach (Wójcik, Wdowikowski, 2015), gdzie pomiar przepływu wykonano za pomocą młynka hydrometrycznego OTT (zawieszonego na moście) oraz ADCP Rio Grande Teledyne RDI. Autorzy uzyskali następujące wartości: 1684 $m^3 \cdot s^{-1}$ (młynkiem hydrometrycznym) i 1690 $m^3 \cdot s^{-1}$ (ADCP Rio Grande TRDI). Pomiar ADCP zawiera 2344 wartości prędkości we wszystkich komórkach pomiarowych zebranych w jednym „przejeździe", tj. przepłynięciu w jedną stronę od brzegu do brzegu. Jest to zatem 78 razy większa liczba danych do analizy (Wójcik, Wdowikowski, 2015).

Możliwość wykonania dużej liczby pomiarów w trakcie jednej sesji terenowej, poprzez skrócenie czasu oraz uzyskiwanie wyniku w chwili zakończenia prac, sprawiły, że wzrosło zainteresowanie szerokim zastosowaniem przepływomierzy akustycznych w hydrometrii na świecie i w Polsce (Muste, Kim, Merwade, 2010; Wagner, Mueller, 2011; Wójcik, Wdowikowski, 2014; Wójcik, Wdowikowski, 2015).

Podsumowanie i wnioski

Biorąc pod uwagę możliwości każdego z urządzeń należy stwierdzić, iż sprzęt mimo różnych producentów (europejski OTT i amerykańskie: SonTek, RD Instruments), spisuje się dobrze, a uzyskane wyniki pomiarowymi są zbliżone do siebie. Różnice wynikają z ograniczeń dotyczących minimalnych i maksymalnych głębokości wody, które muszą być pod głowicą urządzenia do prawidłowego funkcjonowania. Prądomierze SonTek oraz Teledyne RDI muszą mieć minimalną głębokość wody pod głowicą pomiarową około 20 cm. Program obliczeniowy w przekrojach poprzecznych koryta, przy głębokościach zbliżonych do 20 cm, wskazuje jako obarczone największym błędem.

Profil wodowskazowy Górki Wielkie na rzece Brennicy oraz Bojanów na rzece Psinie, są profilami przeznaczonymi do wykonywania pomiarów przy niskich stanach wody, głównie młynkiem hydrometrycznym, aby uniknąć błędów pomiarowych związanych z taką sytuacją. Analizując wyniki możemy również zauważyć, że przy wyższym stanie wody różnica pomiędzy poszczególnymi urządzeniami ulega zmniejszeniu, co potwierdza tezę dotyczącą możliwości technicznych porównywanego sprzętu.

Pomiar młynkiem hydrometrycznym mimo popularności oraz dostępności w porównaniu do pomiarów wykonywanych przepływomierzami SonTek oraz RD Instruments wymaga więcej czasu, zwłaszcza przy pomiarach metodą 3-punktową (standard IMGW) lub 5-punktową. Pomiar wykonywany na rzekach zbliżonych do opisanych metodą w „bród" zajmuje doświadczonemu hydrologowi około 1 godziny, podczas gdy czas pomiaru wykonywanego przepływomierzem profilującym, kiedy nie jest wymagane wykonanie przekroju poprzecznego koryta, skraca się do kilkunastu minut.

Różnice te są jeszcze większe przy pomiarach na dużych rzekach oraz w okresach wezbrań. Pomiar młynkiem można wtedy wykonać jedynie z mostu lub łodzi, natomiast wykorzystując przepływomierz profilujący pomiar taki można wykonać w dowolnym profilu w ciągu kilkunastu minut. Przykładem mogą być pomiary wykonywane na rzece Odrze w profilu Krzyżanowice - pomiar młynkiem hydrologicznym zajmuje w tym miejscu

około 3 godzin, natomiast czas pomiaru przepływomierzem to zazwyczaj tylko 30 minut.

W przypadku nowoczesnych urządzeń, zarówno przepływomierzy, jak i akustycznych czujników prędkości przepływu wody nie bez znaczenia jest również fakt natychmiastowego otrzymania wyniku, lub wręcz śledzenia go w czasie rzeczywistym. Pozwala to na bezpośrednią ocenę jego jakości w terenie i podjęcie decyzji o zakończeniu lub powtórzeniu pomiaru.

W ostatnich latach obserwuje się zwiększenie natężenia i częstotliwości występowania groźnych zjawisk hydrologiczno-meteorologicznych. Rolą osłony hydrologiczno-meteorologicznej prowadzonej przez IMGW - PIB jest wykorzystywanie nowoczesnych technologii, aby odpowiednio wcześniej można było przewidzieć niebezpieczne zjawiska i ostrzegać przed nimi, co pozwala minimalizować ich katastrofalne skutki. Konieczna jest również współpraca instytucji rządowych z jednostkami naukowymi w celu wypracowania nowych modeli kształcenia przyszłych pracowników, którzy potrafią z tych nowych technologii właściwie korzystać.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., Magnuszewski A., Mikulski Z., *Hydrometria*, PWN, Warszawa 1993.

Muste M., Kim D., Merwade V., 2010, *Modern Digital Instruments and Techniques for Hydrodynamic and Morphologic Characterization of River Channels* [w:] Church M., Biron P., Roy A.G. (red.) *Gravel bed rivers*, John Wiley & Sons Ltd., p. 315-342.

OTT flow measurement, mobile measurement systems www.ott.com/download/brochure-ott-discharge-mobile-measurement-systems-1 (dostęp w kwietniu 2015 r.).

RiverSurveyor, discharge, bathymetry and current profiling, 2015, Xylem, Inc.

RiverSurveyor S5/M9 System Manual, 2013, SonTek, a Xylem brand.

Stewart B., 2015, *Measuring what we manage – the importance of hydrological data to water resources management* [in:] *Hydrological Sciences and Water Security: Past, Present and Future (Proceedings of the 11th Kovacs Colloquium, Paris, France, June 2014)*, IAHS Publ. 366.

Wagner C.R., Mueller D.S., 2011, *Comparison of bottom-track to global positioning system referenced discharges measured using an acoustic Doppler current profiler*, Journal of Hydrology, 401, p. 250-258.

Wójcik K., Wdowikowski M., 2014, *Współczesne metody instrumentalnego pomiaru prędkości przepływu wody w korytach otwartych* [w:] Traczewska T.M., Kaźmierczak B. (red.), *Interdyscyplinarne zagadnienia w inżynierii i ochronie środowiska, t. 4*, Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.

Wójcik K., Wdowikowski M., 2015, *Współczesne metody instrumentalnego pomiaru prędkości przepływu wody w korytach otwartych*, Technologia Wody, z. 1 (39).

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

ELŻBIETA BAJKIEWICZ-GRABOWSKA

Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Katedra Limnologii

CZY WARTO PRZYWRÓCIĆ JEZIORO WIELKIE W GARDEI?

WOULD IT MAKE SENSE TO RESTORE THE GREAT LAKE IN THE TOWN OF GARDEJA?

Streszczenie. Gardeja już w 1334 r. uzyskała prawa miejskie. Miasto to było otoczone kilkoma jeziorami (Grosser See, Kraut See, Kamin See, Przebernal See (rys. 1, 2, fot. 1 i 2). W latach trzydziestych XX wieku przeprowadzono w jego okolicy prace osuszające i melioracyjne. W mieście założono wodociągi i kanalizację. W wyniku tych prac przestały istnieć jeziora: Wielkie (Grosser See) (fot. 3, rys. 3 i 4), Zielone (Kraut See), Przebernal See (rys. 3). W artykule przedstawiono trzy warianty odtworzonego Jeziora Wielkiego. Na podstawie mapy topograficznej wykonano cyfrowy model terenu z cięciem 1,25 m (rys. 5), na którym podtapiano obszar dawnego dna Grosser See do rzędnej 80 m n.p.m. (rys. 7-1) otrzymując zbiornik o głębokości 1 m, do rzędnej 81,25 m n.p.m. (rys. 7-2) otrzymując zbiornik o głębokości 1,25 m i rzędnej 82, 5 m n.p.m. otrzymując zbiornik o głębokości 2,5 m (rys. 7-3 i 6). Wskazano przy tym, które tereny własnościowe uległyby zalaniu (rys. 6). Dla każdego z wariantów odtworzonego Jeziora Wielkiego obliczono jego podstawowe parametry morfometryczne: powierzchnię ($A_{jez.}$) i pojemność ($V_{jez.}$) (rys. 7). Zaproponowano, by wodę na wypełnienie jeziora można było uzyskać zmieniając zasady gospodarowania nią w zlewni, na terenie której leży Gardeja (rys. 3). W podsumowaniu wskazano co przemawia za odtworzeniem Jeziora Wielkiego w Gardei a co przeciw.

Summary. Gardeja was granted municipal rights in 1334. The town was surrounded by several lakes (Grosser See [The Great Lake], Kraut See [The Green Lake], Kamin See, and Przebernal See [The Przebernal Lake]; Figs. 1 and 2, Phots. 1and 2). In the 1930s land drainage and melioration works were carried out in this region. Water lines and sewerage systems were laid down in the town. As a result the Great Lake (Phot. 3, Figs. 3 and 4), the Green Lake and the Przebernal Lake ceased to exist (Fig. 3). This paper discusses three variants of a restored Great Lake. I used a topographic map to develop a digital model of the terrain with contour intervals every 1.25 m (Fig. 5) on which I flooded the area of the former bed of the Great Lake to three different water table elevations: to 80 m a.s.l. achieving a water bed 1 m deep (Fig. 6), to 81.25 m a.s.l. achieving a water body 1.25 m deep (Fig. 7), and to 82.5 m a.s.l. achieving a water body 2.5 m deep (Figs. 8 and 9). For each variant I indicated the areas of land use that would be flooded and calculated the two basic morphometric parameters, lake area and lake volume, for each variant (Fig. 10). I also proposed that the water necessary for flooding the lake bed could be sourced by changing the management plan for the basin of Gardeja (Fig. 3, Phot. 5). I concluded the paper by discussing the pros and cons of restoring the Great Lake in the town of Gardeja.

Słowa kluczowe: Gardeja, odtworzenie jeziora, gospodarowanie wodą
Key words: Gardeja, lake restoration, water management

Wstęp

Gardeja jest położona na południowo-wschodnim krańcu województwa pomorskiego, w powiecie kwidzyńskim. Prawie 7 wieków temu był to obszar pogranicza Prus, tzw. Pomezanii. Gród ten powstał na przesmyku pomiędzy jeziorami otoczonymi rozległymi moczarami i gęstą, podmokłą puszczą (Łęga 1930). Już w 1334 r. otrzymał prawa miejskie (prawo chełmińskie) od biskupa Bertolda. Rozwój przestrzenny Gardei, a zwłaszcza jej ścisłego centrum, był od początku jej istnienia silnie uzależniony od rzeźby terenu i warunków wodnych. Na mapie F. Schroettera (*Karte Ost-Preussen nebst Preussisch Litthzuen West-Preussen nebst dem Netzdistrict,* arkusz *Marienwerder* 1796-1802) widać, że miasto to leżało pomiędzy jeziorami: Wielkim (Grosser See), Zielonym (Kraut See), Kamień (Kamin See) i Przebernal (Przebernal See) (rys. 1). Jeziora Wielkie i Zielone były odwadniane do Osy, a Kamień i Przebernal były zbiornikami bezodpływowymi.



Rys. 1. Okolice Gardei w 1802 r.
Fig. 1. The region of Gardeja in 1802

Źródło: *Karte Ost-Preussen nebst Preussisch Litthzuen West-Preussen nebstdem Netzdistrict*, arkusz *Marienwerer*, F. Schroetter, 1796-1802, skala 1:150 000
Source: Karte Ost-Preussen nebst Preussisch Litthzuen West-Preussen nebstdem Netzdistrict, Sheet Marienwerer, F. Schroetter, 1796–1802, 1:150,000 scale

Z zapisków historycznych wynika, że w XIX wieku Jezioro Wielkie (Grosser See), przylegające od północnego zachodu do Gardei, było atrakcją turystyczną, czego dowodem jest to, że w 1889 r. na wyspie tego jeziora, tzw. Wyspie Łabędziej, utworzono ośrodek rozrywkowo-wypoczynkowy wraz z kąpieliskami (fot. 1).

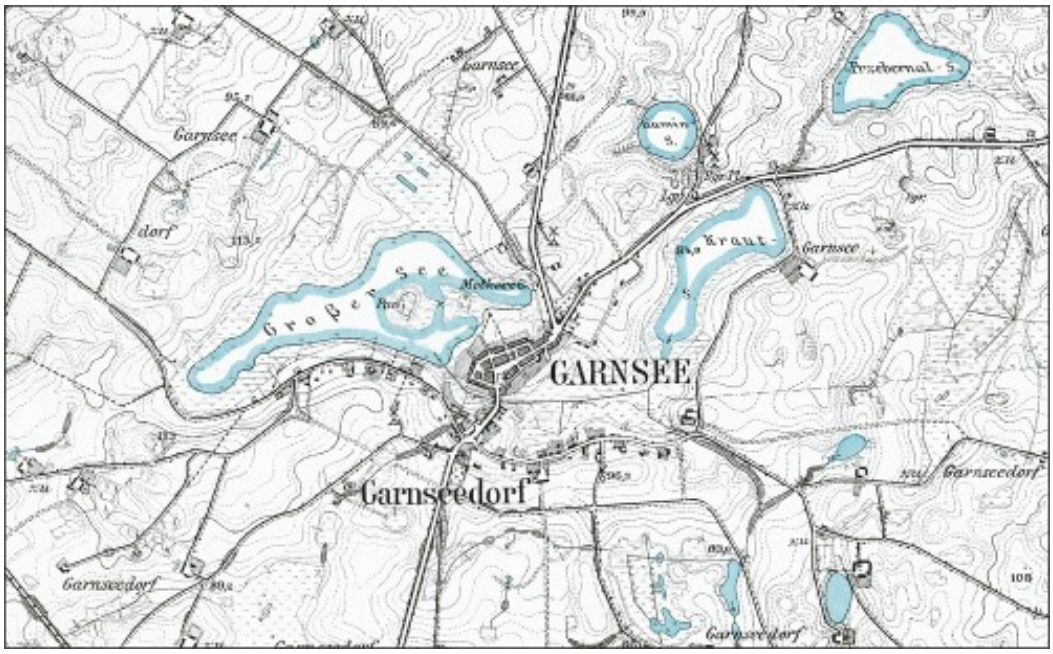


Fot. 1. Widok z wieży kościoła na Wyspę Łabędzią na Jeziorze Wielkim (Grosser See)

Photo 1. A church-tower view of the Swan Island (Wyspa Łabędzia) on the Great Lake (Jezioro Wielkie [Grosser See])

Źródło: www.gardeja.pl *Source: www.gardeja.pl*

Mieszkańcy rozrastającej się Gardei zaczęli meliorować okoliczne bagna i osuszać zbiorniki wodne pozyskując w ten sposób grunty pod uprawy i wypas. Na mapie z 1913 r. widać już zmiany w sieci hydrograficznej wokół tego miasta (rys. 2). Zmniejszyła się powierzchnia jezior otaczających jego centrum, osuszone części jezior zmeliorowano zamieniając je na łąki (rys. 2). W części osuszonego dna Jeziora Zielonego (Kraut See) poprowadzono główny rów zbiorczy, który odprowadzał wody z jezior Wielkiego (Grosser See) i Zielonego (Kraut See) Kanałem Gubińskim na południe do Osy. W wyniku tych działań zmniejszyła się powierzchnia Jeziora Wielkiego, uległo ono wypłyceniu i zaczęło zarastać roślinnością wodną (fot. 2).



Rys. 2. Okolice Gardei z 1906 r. *Fig. 2. The region of Gardeja in 1906*

Źródło: topograficzna mapa niemiecka (Messtischblätter) w skali 1:25 000 arkusz 2379 *Garnsee*

Source: a German topographic map (Messtischblätter), 1:25,000 scale, Sheet 2379 Garnsee



Fot. 2. Widok z 1919 r. na kościół i Grosser See (Jezioro Wielkie)

Photo 2. A view of the church and Grosser See (The Great Lake [Jezioro Wielkie]) in 1919

Źródło: www.gardeja.pl *Source: www.gardeja.pl*

Z atlasu *Die stehenden Gewässer der Provinz Ostpreussen* (1931) prof. dr Alfreda Willera, Dyrektora Instytutu Rybackiego Uniwersytetu Albertyna w Królewcu, wynika, że zwierciadło Jeziora Wielkiego (Grosser See) miało rzędną 80 m NN, powierzchnię 58 ha, głębokość 2,0 m. Można zatem wnioskować, że pojemność jego wynosiła około 1160 tys. m^3.

W latach trzydziestych XX w., wykorzystując fundusz rozwoju Prus, przeprowadzono w okolicach Gardei prace osuszające i melioracyjne. W 1931 r. w mieście założono wodociągi i kanalizację, całkowicie osuszono jeziora Przebernal See i Kraut See, a w 1934 r. także Grosser See (fot. 3), część jego dna obsadzono drzewami i założono park.

W czasie II Wojny Światowej około 80% centrum miasta zostało zniszczone, zniszczeniu uległa też infrastruktura techniczna. Obecnie niecka dawnego Jeziora Wielkiego (Grosser See) jest użytkowana jako pastwiska i łąki kośne.



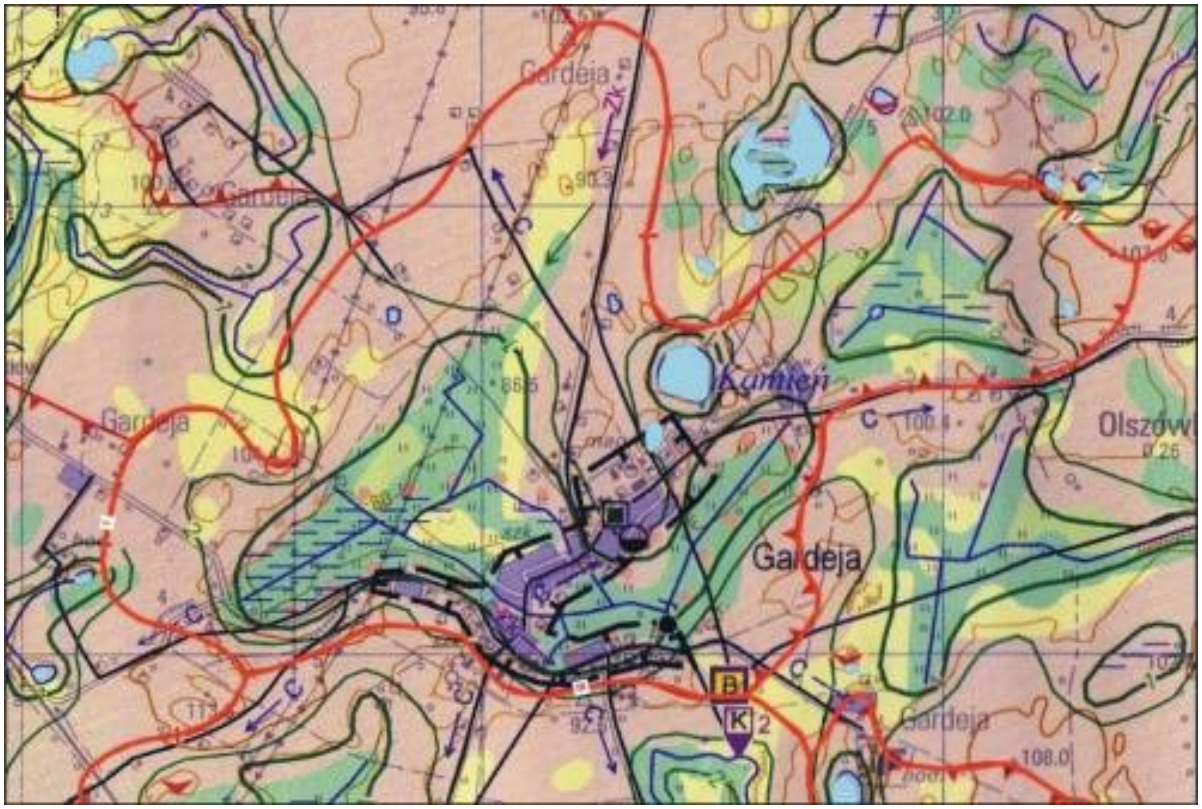
Fot. 3. Widok z 1938 r. na kościół i łąki w dnie dawnego Grosser See (Jezioro Wielkie)

Photo 3. A view of the church and meadows in the bed of the former Grosser See (The Great Lake [Jezioro Wielkie]) in 1938

Źródło: Stowarzyszenie Miłośnicy Ziemi Gardejskiej „GARDANUM"

Source: The Gardeja Region Appreciation Society "GARDANUM"

Istotnym zadaniem w planie przestrzennego zagospodarowania Gardei jest właściwe gospodarowanie zasobami wodnymi. Leży ona w granicach zagłębienia bezodpływowego (rys. 3), którego zlewnię od północy i zachodu ogranicza dział wodny I rzędu, oddzielający dorzecze Wisły od zlewiska Zalewu Wiślanego, od wschodu dział wodny III rzędu, oddzielający dorzecza Pręczawy i Gardęgi – dopływów Osy. Współcześnie sieć hydrograficzna okolic Gardei jest uboga. Z naturalnych obiektów hydrograficznych pozostało jedynie jezioro Kamień (rys. 3). Liniowe obiekty hydrograficzne są sztuczne. Są to rowy melioracyjne drenujące dna dawnych jezior.



Rys. 3. Fragment mapy hydrograficznej 1:50 000 okolic Gardei (arkusz *Grudziądz-Owczarki*)

Fig. 3. A fragment of a 1:50,000-scale hydrographic map of the region of Gardeja (Sheet Grudziądz-Owczarki)

Nadwyżki wody są odprowadzane poza tę zlewnię do zlewni Pręczawy, będącej dopływem Osy. Z drenażu powierzchniowego jest odpompowywane poza tę zlewnię około 200 $dm^3 \cdot s^{-1}$ wody. Także poza tę zlewnię są odprowadzane po oczyszczeniu biologicznym zużyte w niej wody

w ilości 408 $m^3 \cdot 24h^{-1}$ (maksymalnie 480 $m^3 \cdot 24h^{-1}$). W Gardei jest też zlokalizowane ujęcie wody podziemnej z II poziomu wodonośnego, zalegającego na głębokości 10-30 m p.p.t. Woda ta jest uzdatniana w Stacji Uzdatniania Wody w Gardei i rozprowadzana wodociągiem w ilości 297 $m^3 \cdot 24h^{-1}$ także poza obszar zlewni zagłębienia bezodpływowego (rys. 3).

Mieszkańcy Gardei uważają, że wody te powinny pozostawać w granicach zlewni bezodpływowej, w której ona leży i wskazują, że mogłyby być retencjonowane w odtworzonym Jeziorze Wielkim Gardejskim.

Cel i metody badań

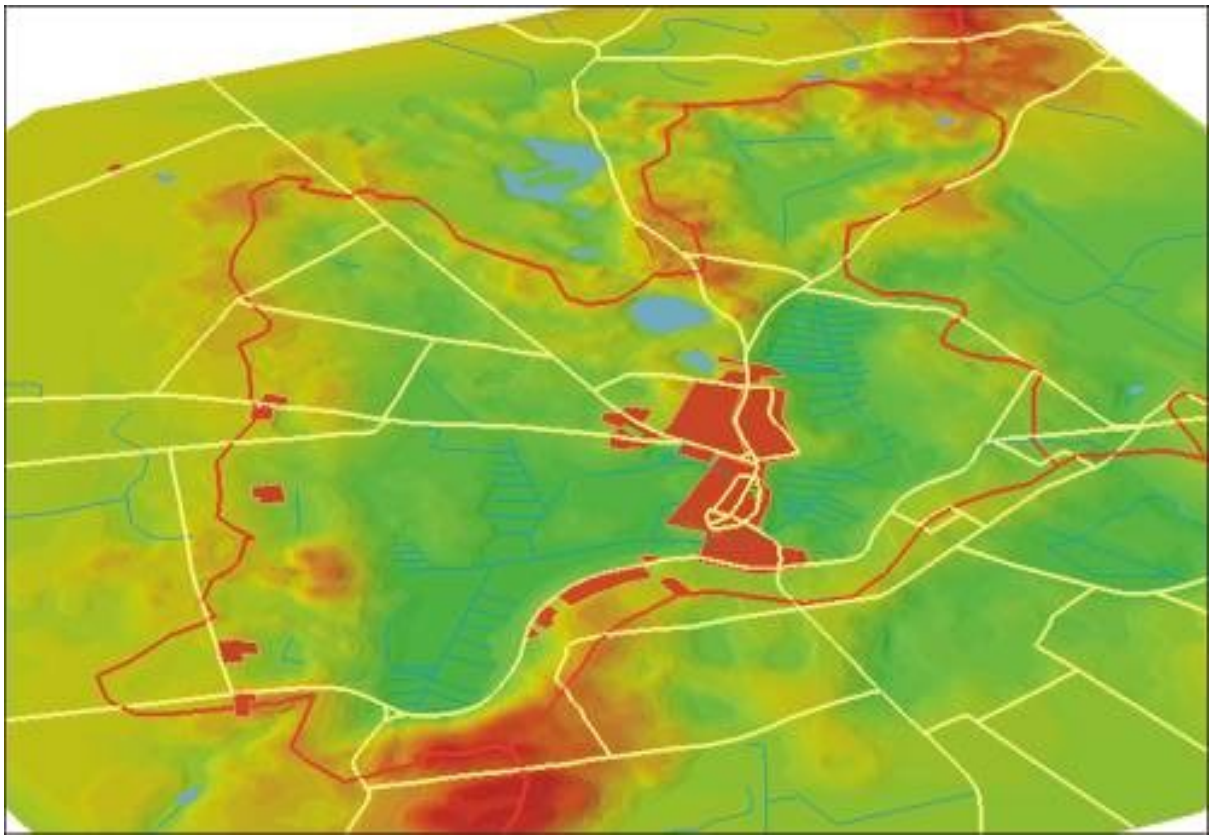
Celem artykułu jest odpowiedź na pytania: jak duży mógłby powstać zbiornik na obszarze dawnego Grosser See, by nie kolidował z prywatną własnością gruntów, ile potrzeba byłoby wody do jego wypełnienia oraz czy woda odprowadzana poza zlewnię, w której leży Gardeja wystarczyłaby do napełnienia tego zbiornika i utrzymania w nim stałego poziomu wody?



Rys. 4. Teren dawnego dna Jeziora Wielkiego
Fig. 4. The terrain of the bed of the former Great Lake (Jezioro Wielkie)

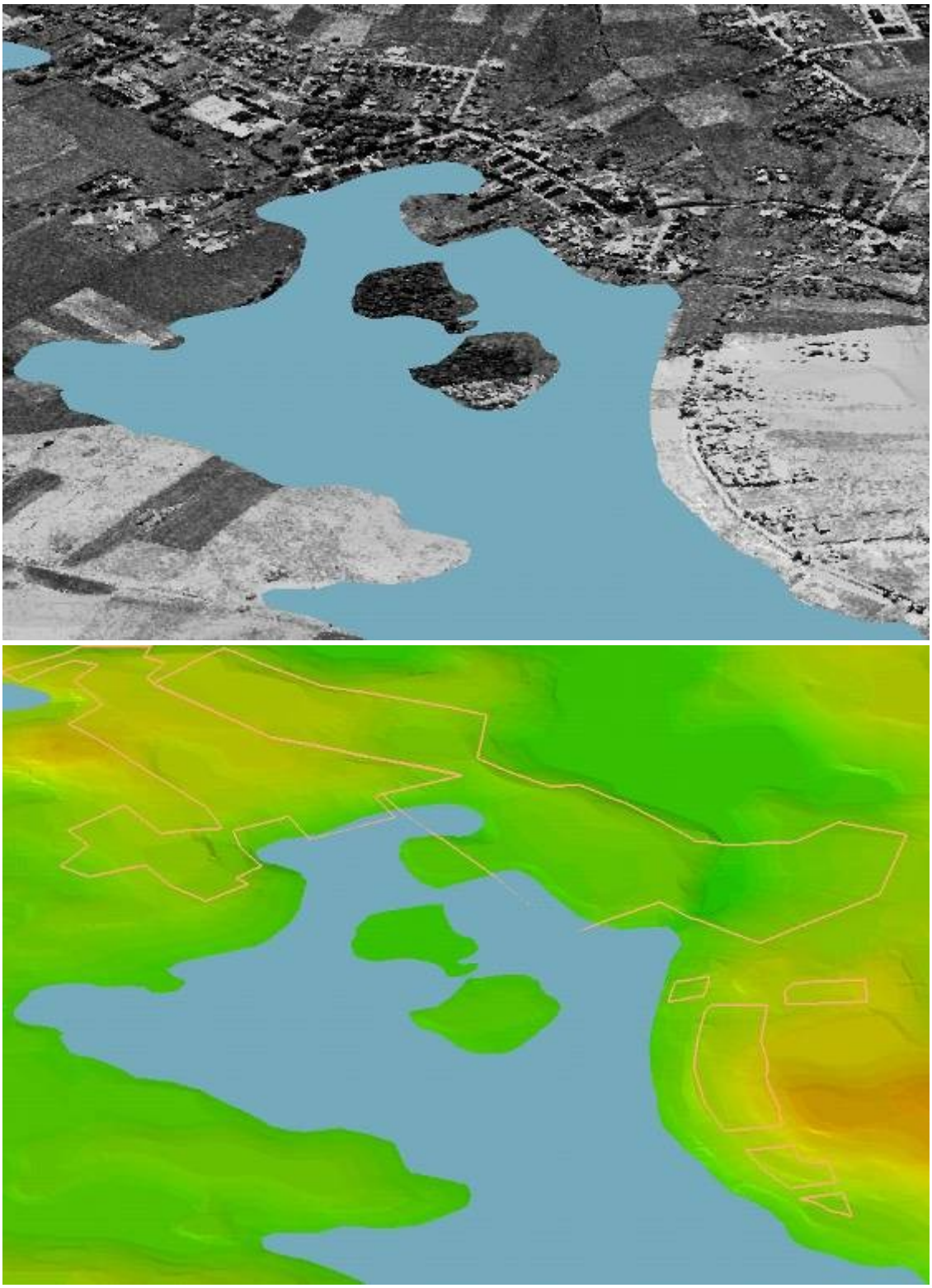
Źródło (source): mapy.geoportal.gov.pl/ wss/service/ img/guest/ORTO/MapServer/WMSServer

W niniejszym artykule do symulacji uwzględniającej zmiany rzędnej zwierciadła wody na obszarze byłego Jeziora Wielkiego (Grosser See) (rys. 4) wykorzystano numeryczny model terenu o interwale siatki co najmniej 100 m, dostępny z zasobów Centralnego Ośrodka Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej. Aby zwiększyć dokładność tego modelu, w granicach bezpośredniej zlewni nieistniejącego Jeziora Wielkiego dokonano rekalkulacji danych wysokościowych na podstawie danych z rastrowej mapy topograficznej w skali 1:10 000 (rys. 5). Do tego celu wykorzystano narzędzie Topo To Raster dostępne w programie ArcGIS. W efekcie, przy zachowaniu dokładności wertykalnej na poziomie 1,25 m, rozdzielczość robocza rastra wzrosła do 1 m. Tak uszczegółowiony numeryczny model terenu wraz z danymi o charakterze katastralnym (www.geoportal.gov.pl) umożliwił wskazanie miejsc (działek), które w procesie odtwarzania Jeziora Wielkiego (przy rzędnej zwierciadła 80,0 m n.p.m., 81,25 m n.p.m. i 82,5 m n.p.m.) zostałyby zalane, bądź też podtopione (rys. 6).



Rys. 5. Model cyfrowy terenu okolic Gardei z zaznaczonymi działami wodnymi
Fig. 5. A digital model of the terrain of the region of Gardeja with watersheds depicted

Źródło: opracowanie własne *Source: self-authored*



Rys. 6. Fragment odtworzonego jeziora o rzędnej zwierciadła 82,5 m n.p.m. i głębokości średniej 2,5 m i zalane zagospodarowane obszary Gardei (powiększenie rys. 8)

Fig. 6. A fragment of a restored lake with a water table elevation of 82.5 m a.s.l. and a mean depth of 2.5 m indicating flooded areas in the region of Gardeja developed by man (a magnification of Fig. 8)

Dla każdego z wariantów odtworzonego Jeziora Wielkiego obliczono jego podstawowe parametry morfometryczne: powierzchnię ($A_{jez.}$) i pojemność ($V_{jez.}$). Pojemność jeziora obliczono jako iloczyn jego powierzchni i głębokości.

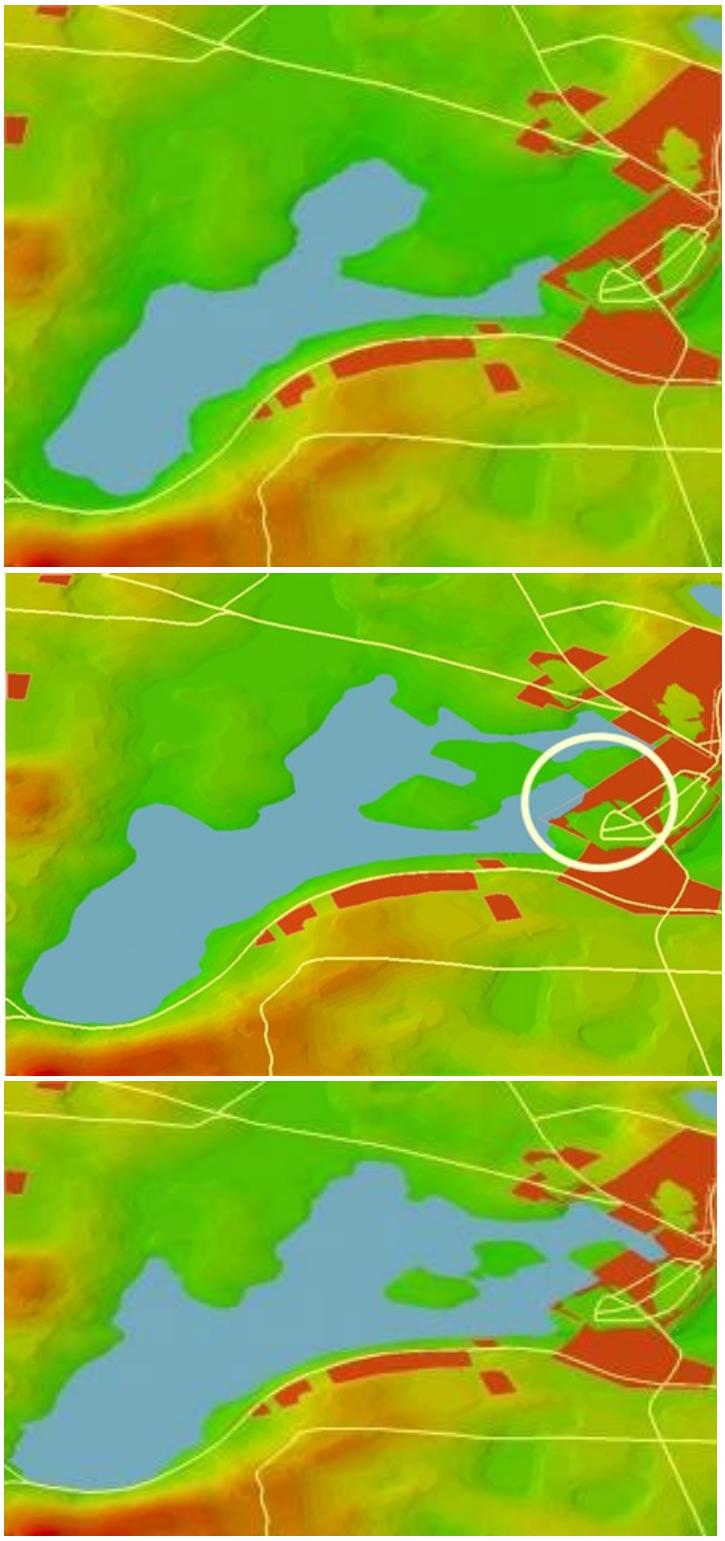
W opracowaniu wykorzystano następujące materiały:

- atlas jezior Alfreda Willera, Dyrektora Instytutu Rybackiego Uniwersytetu Albertyna w Królewcu z 1931 r. (*Fischereistatistatische Veröffentlichungen II. Die stehenden Gewässer der Provinz Ostpreußen*);
- Mapa hydrograficzna Polski 1:50 000 (PUWG-92), *arkusz Grudziądz-Owczarki*;
- Rastrowa Mapa Podziału Hydrograficznego Polski;
- Serwis WMS – Wektorowa mapa poziomu drugiego (VMAPL2). Adres: *mapy.geoportal.gov.pl/wss/service/pub/guest/kompozycjaG2_VMAPL2_WMS/MapServer/WMSServer*;
- Serwis WMS – Ortofotomapa dla obszaru Polski. Adres: *mapy.geoportal.gov.pl/wss/service/img/guest/ORTO/MapServer/WMSServer*;
- Serwis WMS – Rastrowa mapa topograficzna (serie) dla obszaru Polski w skali 1:10 000, 1:25 000. Adres: *mapy.geoportal.gov.pl/wss/service/img/guest/TOPO_SERIA/MapServer/WMSServer*;
- dane o charakterze katastralnym. Adres: *mapy.geoportal.gov.pl/wss/service/pub/guest/G2_GO_WMS/MapServer/WMSServer*.

Wyniki

Odtworzony w niecce dawnego Grosser See zbiornik wodny będzie miał następujące parametry: rzędna zwierciadła 80 m n.p.m., powierzchnia 28,6 ha, głębokość 1,0 m i będzie magazynował 285,7 tys. m^3 wody. Jego utworzenie nie będzie kolidowało z prywatnymi gruntami (rys. 7-1).

Jeśli zostanie odtworzony zbiornik wodny o rzędnej zwierciadła 81,25 m n.p.m. (rys. 7-2) to będzie zajmował powierzchnię 43,1 ha, głębokość jego misy będzie miała średnio 1,25 m a pojemność wyniesie 539,4 tys. m^3. Na zbiorniku tym będzie wyspa. Niewielka część prywatnych gruntów mieszkańców Gardei może zostać przez ten zbiornik podtopiona.



1.

Jezioro o rzędnej zwierciadła: 80,0 m n.p.m.
Powierzchnia jeziora: 28,570 ha
Głębokość średnia: 1,0 m
Pojemność jeziora: 285 700 m^3

2.

Jezioro o rzędnej zwierciadła: 81,25 m n.p.m.
Powierzchnia jeziora: 43,150 ha
Głębokość maksymalna: 1,25 m
Pojemność jeziora: 539 375 m^3

3.

Jezioro o rzędnej zwierciadła: 82,5 m n.p.m.
Powierzchnia jeziora: 55,185 ha
Głębokość maksymalna: 2,5 m
Pojemność jeziora: 1 379 625 m^3

Rys. 7. Podstawowe charakterystyki morfometryczne jeziora przy różnej rzędnej jego zwierciadła

Fig. 7. Basic morphometric characteristics of the lake for various water table elevations

Źródło: opracowanie własne *Source: self-authored*

Jeśli zostanie odtworzony zbiornik wodny o rzędnej zwierciadła 82,5 m n.p.m. (rys. 7-3) to będzie miał głębokość 2,5 m, powierzchnię 55,2 ha i pojemność misy około 1380 tys. m^3. Na takim jeziorze będą dwie wyspy. Część zabudowań miasta zostanie zalana (rys. 6).

Wodę na wypełnienie odtworzonego jeziora można by uzyskać przez przekierowanie jej z przepompowni i z oczyszczalni ścieków. Zamiast odprowadzać ją poza zlewnię mogłaby być ona grawitacyjnie kierowana do rowu zasilającego odtwarzane jezioro. Jest to możliwe, bo taka sytuacja już zaistniała około 1985 r. Przestała wówczas pracować przepompownia w związku z awarią drogi. W miejscu dawnego Jeziora Wielkiego odtworzyło się wówczas samoistnie jezioro z wyspą, po którym jak opowiadają mieszkańcy Gardei można było pływać pontonem.

Najtańszy byłby zapewne wariant z odtworzeniem jeziora o rzędnej zwierciadła 80,0 m n.p.m. Nie koliduje on bowiem z prywatnymi gruntami. Korzystniejszy zaś byłby wariant ze zbiornikiem wodnym o rzędnej 81,25 m n.p.m. Byłoby to jezioro większe, głębsze i retencjonujące prawie 2 razy więcej wody niż to, które powstałoby w wariancie pierwszym. Byłoby to jezioro z wyspą, a więc podobne do Grosser See.

Podsumowanie

Za odtworzeniem Jeziora Wielkiego w Gardei przemawiają:

- pozostawienie wody w zlewni bezodpływowej, na terenie której leży Gardeja, zwiększy to zasoby wodne tej zlewni, które są zbyt cenne aby je wyprowadzać poza jej granice;
- zwiększenie atrakcyjności krajobrazowej Gardei;
- możliwość naturalnej (ekstensywnej) hodowli ryb słodkowodnych, np. karp;
- w początkowym okresie eksploatacja trzciny;
- zwiększenie retencji podziemnej przez „podparcie" wód podziemnych, co może skutkować podwyższeniem zwierciadła wody w studniach Stacji Uzdatniania Wody w Gardei;
- zwiększona retencja w zlewni może wspomóc procesy samooczyszczania się wody w jeziorze Kamień.

Przeciw odtworzeniu Jeziora Wielkiego przemawiają:

- brak funduszy,
- uzyskanie porozumienia z właścicielami zalanych gruntów.

Literatura

Gardeja. Wczoraj, dziś, jutro, 2009, Stowarzyszenie Miłośnicy Ziemi Gardejskiej „Gardanum", GOK, Gardeja.

Grabowski Ł.P., 2011, *Rozwój przestrzenny Gardei w latach 1900-2010 w świetle uwarunkowań geograficzno-historycznych,* Praca magisterska, Katedra Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska, Instytut Geografii UG.

Karte Ost-Preussen nebst Preussisch Litthzuen West-Preussen nebstdem Netzdistrict, arkusz *Marienwerer,* F. Schroetter, 1796-1802, skala 1:150 000.

Łęga W., 1930, *Kultura Pomorza we wczesnym średniowieczu na podstawie wykopalisk,* Roczniki Towarzystwa Naukowego w Toruniu.

Mapa hydrograficzna Polski 1:50 000 (PUWG-92), *arkusz Grudziądz-Owczarki*.

Messtischblätter, 1913, arkusz 2379 *Garnsee, skala* 1:25 000.

Willer A. (red), 1931, *Fischereistatistatische Veröffentlichungen II. Die stehenden Gewässer der Provinz Ostpreußen.* Der Verlag von J, Neumann in Neudamm und Berlin.

mapy.geoportal.gov.pl/wss/service/img/guest/ORTO/MapServer/WMSServer

mapy.geoportal.gov.pl/wss/service/pub/guest/kompozycjaG2_VMAPL2_WMS /MapServer/WMSServer.

mapy.geoportal.gov.pl/wss/service/img/guest/TOPO_SERIA/MapServer/WMSServer

mapy.geoportal.gov.pl/wss/service/pub/guest/G2_GO_WMS/MapServer/WMSServer

www.gardeja.pl

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

BARTNIK ADAM, MONIEWSKI PIOTR

Uniwersytet Łódzki, Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej

ZMIANY JAKOŚCI WÓD ŁÓDZKIEGO JASIENIA W WYNIKU GŁĘBOKIEGO ODWODNIENIA TERENU W ZWIĄZKU Z BUDOWĄ DWORCA KOLEJOWEGO ŁÓDŹ FABRYCZNA

WATER QUALITY CHANGES OF THE JASIEŃ RIVER AS A RESULT OF DEEP DRAINAGE OF THE ŁÓDŹ-FABRYCZNA RAILWAY STATION CONSTRUCTION SITE

Streszczenie. Opracowanie prezentuje wyniki analiz wybranych cech fizykochemicznych wód Jasienia, rzeki odwadniającej centrum Łodzi, i ich zmian pod wpływem wód z odwodnienia terenu budowy dworca kolejowego Łódź-Fabryczna. Lokalizację posterunków pomiarowych i odpowiadających im zlewni badawczych, a także miejsce inwestycji i punkt zrzutu wód, prezentuje rys. 1. W przekrojach: Park, Piękna, Laskowicka i Duboisa, prowadzono pomiary wcześniej (w okresie od II 2012 do II 2013), jeszcze przed rozpoczęciem odwodnienia. Ich wyniki, odniesiono do pomiarów z okresów, gdy jeszcze prężnie funkcjonowały w Łodzi zakłady przemysłowe (1974-1988) i okresu po transformacji ustrojowej (1993-2011). Były one wówczas wykonywane przez łódzki WiOŚ (tab. 1). W trakcie trwania odwodnienia (I 2014 – II 2015) pomiary prowadzono w przekroju ulicy Przędzalnianej. Zainstalowano tam wieloparametrową sondę YSI 6920 V2. Wyniki w ujęciu sezonowym prezentuje rys. 2. Woda odpompowywana z terenu budowy dworca i zrzucana do Jasienia w czasie trwania okresu badawczego (jej ilość na rys. 3), znacząco wpływa na własności fizykochemiczne wód rzecznych. Wskutek zwiększonego natężenia przepływu, czas wymiany wody w zbiornikach przepływowych i w całym układzie rzeczno-jeziornym uległ skróceniu. Amplituda wahań temperatury w ciągu roku zmniejszyła się, zaś średnia roczna temperatura wód Jasienia wzrosła. Roczny rytm zmian przewodności i odczynu wody został wyrównany, a w przypadku przeciętnego miesięcznego pH zaobserwowano istnienie wyraźnego trendu wzrostowego. Zmętnienie wody wzrosło dwukrotnie, a podczas letnich powodzi jest nawet kilkukrotnie większe niż przed odwodnieniem.

Abstract. The paper presents the results of the monitoring of selected physicochemical properties of the Jasień river waters and their changes under the influence of drainage of the Łódź Fabryczna railway station construction site. The catchments ended by the measurement points in the course of the river are showed on the fig. 1. Cross-sections: Park, Piękna street, Laskowicka street and Dubois street were observed during period II.2012 – II.2013, and the results were related to the two preceding periods: 1974–1988 and 1993–2011 (table 1), when the monitoring in the Odrzańska street was conducted paddles by the Regional Institute of Environmental Protection (WiOS). Water quality

monitoring of the construction site was conducted during dewatering time (I 2014 – II 2015) in the Przędzalniana street cross-section. At this point in time of monitoring the multiparameter probe YSI 6920 V2 has been installed. The results of the selected water quality parameters have been presented in the seasonal course on the fig. 2. The amount of water discharged from the drainage area to the Jasień river changed over time (fig. 3) and significantly affected the physicochemical properties of the river waters. As a result of the increased outflow, the time to replace water in flow-through reservoirs and in the whole river-lacustrine system was shortened. The amplitude of temperature fluctuations during the year have decreased, and the average annual water temperature has increased. The annual rhythm of changes in conductivity and pH of the water has been aligned, and in the case of the monthly average pH a clear trend was observed. The turbidity of the water has been doubled and during the summer floods recorded increased even several times higher than before dehydration. The observed changes are so interesting that the observations will continue until the end of engineering work. The question is if the observed changes are permanent? Do hydrochemical regime of river water will return after the end of the drainage?

słowa kluczowe: rzeka miejska, jakość wody, inwestycje, antropopresja
key words: urban river, water quality, investments, anthropopressure

Wstęp

Funkcje pełnione przez rzeki na terenie miast zmieniały się na przestrzeni wieków. Początkowo były one wykorzystywane jako źródło wody dla potrzeb mieszkańców, którzy osiedlali się w sąsiedztwie dolin rzecznych. Siła płynącej wody była wykorzystywana do poruszania urządzeń młyńskich. Rozwój przemysłu, w szczególności wynalezienie maszyny parowej oraz elektryczności, przyczynił się do powolnej degradacji rzek do funkcji odbiorników ścieków i wód opadowych. Obecnie, coraz większą uwagę przywiązuje się do stanu jakościowego i ilościowego wód powierzchniowych na obszarze miast. Równocześnie, nadal stanowią one integralną część sieci kanalizacyjnych, jeżeli już nie socjalno-bytowych, to na pewno burzowych. Ponadto, często wykorzystywane są jako miejsca zrzutu wód pochodzących z odwodnienia odkrywek lub wykopów budowlanych. W tym ostatnim przypadku, zdarza się, iż zrzucane do rzek wody z odwodnień, są lepszej jakości niż te, które nimi płyną. Tym samym, przyczyniają się do zmniejszenia stężeń zanieczyszczeń i zwiększenia tempa samooczyszczenia rzek, w znacznym stopniu już zdegradowanych.

W ostatnich latach Łódź stała się miejscem lokowania dużych inwestycji związanych z komunikacją. Jedną z największych jest przebudowa dworca

kolejowego Łódź-Fabryczna na podziemny, wraz z doprowadzeniem do niego pod ziemią tunelu. Podczas przygotowań do tej budowy natrafiono na rozległą, soczewkę wód podziemnych, której nie dało się ominąć. Aby umożliwić prowadzenie prac, konieczne stało się odwodnienie wykopu i zrzut wód do jednego z licznych, na terenie miasta cieków – Jasienia. Zgodnie z ustaleniami zawartymi w projekcie (*Raport o oddziaływaniu przedsięwzięcia…*, 2013), wykonano cały szereg odwiertów, w tym 8 otworów piezometrycznych i otwór studzienny, wchodzące w skład hydrowęzła. Zebrana nim woda odprowadzana jest do kanału deszczowego biegnącego wzdłuż ul. Tunelowej, a następnie zrzucana do przykrytego odcinka rzeki Jasień. W projekcie określono, że konieczny będzie pobór wody w ilości 2000 $m^3 \cdot h^{-1}$. Aby go ograniczyć, ze względu na odprowadzenie do istniejącej sieci kanalizacyjnej i zmniejszenie zasięgu leja depresji, przyjęto rozwiązanie polegające na wykonaniu tzw. przesłony antyfiltracyjnej, która miała zmniejszyć ilość koniecznej do odprowadzenia z wykopu wody do maksymalnej ilości dopuszczonej przez ZWiK, tj. 540 $m^3 \cdot h^{-1}$. Jak jednak dowodzą dane z bieżącego monitoringu, w czasie obniżania zwierciadła wód podziemnych, do Jasienia zrzucano nawet czterokrotnie więcej wody, zaś w okresie jego podtrzymania, ok. 1000 $m^3 \cdot h^{-1}$ (ok. 0,25 $m^3 \cdot s^{-1}$).

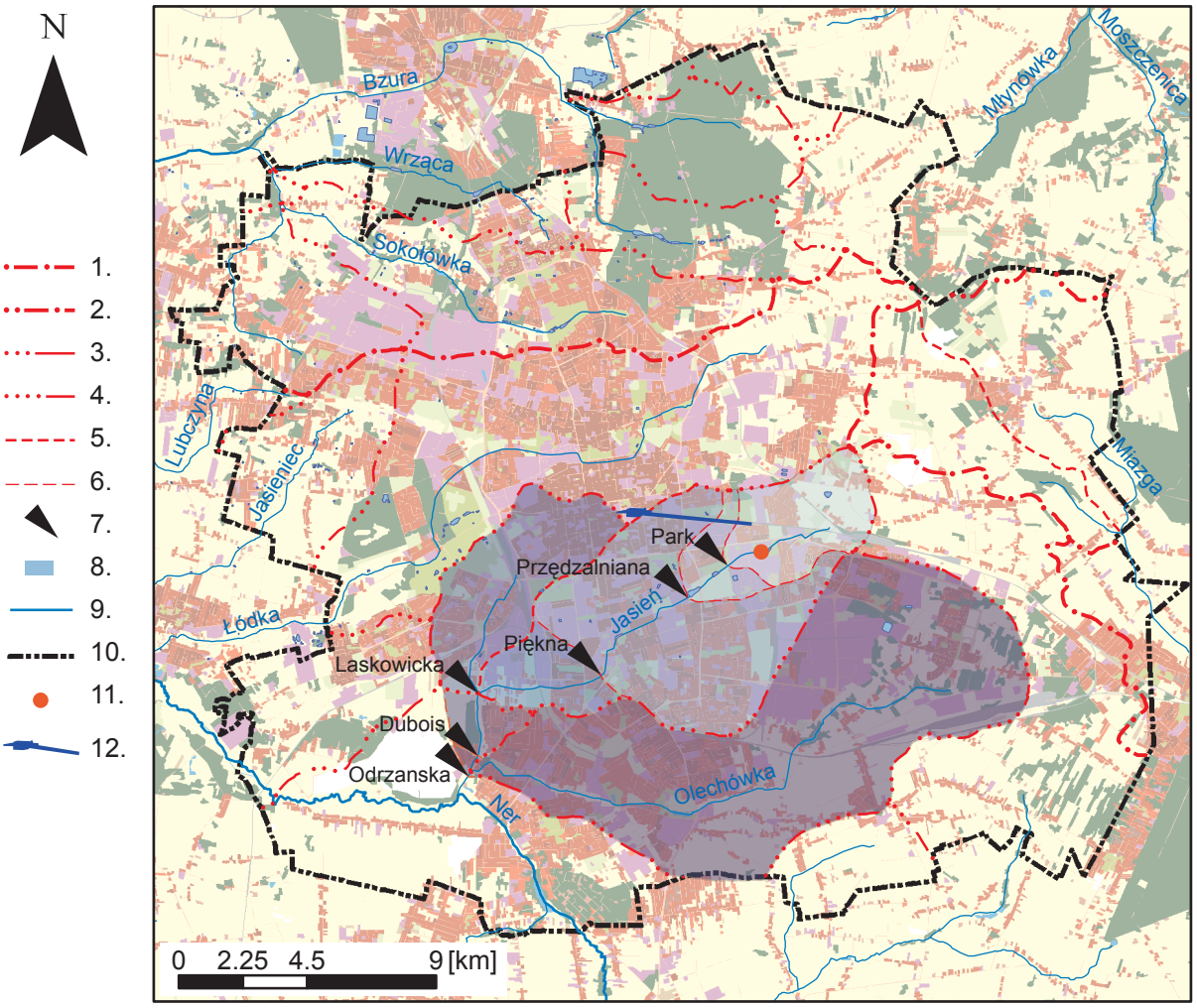
Stałe odwadnianie odkrywki rozpoczęto 15.01.2014. Ma być ono kontynuowane do momentu zakończenia prac budowlanych (obecnie planowane na koniec 2015 r.). Zrzucana do Jasienia masa wody wielokrotnie przekracza jego przepływ średni w przekroju ulicy Przędzalnianej (ok. 0,044 $m^3 \cdot s^{-1}$). Odpompowywane wody pochodzą z piętra czwartorzędowego i zgodnie z badaniami monitoringowymi WiOŚ charakteryzują się dobrą jakością. Na podstawie raportów WiOŚ z lat 2010-2013 (*Sprawozdanie z monitoringu…*, 2011, 2012, 2013, 2014) można stwierdzić, że wody podziemne piętra czwartorzędowego na obszarze miasta Łodzi cechują się II i III klasą jakości (w 2013 r. woda ze studni przy ulicy Żółwiowej została nawet sklasyfikowana jako klasy I-szej). Najczęściej o jej jakości decyduje zawartość azotanów (19,4-35 $mg \cdot dm^{-3}$) lub azotynów (0,31 $mg \cdot dm^{-3}$). Czasem notuje się również podwyższoną zawartość kationów wapnia (65,3–104 $mg \cdot dm^{-3}$) czy selenu (0,01 $mg \cdot dm^{-3}$). Z uwagi na fakt, że Jasień zgodnie z wieloletnimi ustaleniami WiOŚ (*Raport o stanie środowiska*, 2008), prowadzi wody silnie

zanieczyszczone, V klasy czystości (wysokie stężenia przyjmuje zwykle amoniak, azot Kjeldahla, BZT_5 i OWO), wraz z rozpoczęciem odpompowywania spodziewano się poprawy jakości jego wód. Należy też zaznaczyć, że wstępna ocena jakości wód w hydrowęźle, wskazywała na ich II klasę czystości, a to jedynie za sprawą podwyższonej zawartości siarczanów (240 $mg \cdot dm^{-3}$) i wielopierścieniowych węglowodorów aromatycznych (<0,002 $mg \cdot dm^{-3}$) (*Raport o oddziaływaniu przedsięwzięcia…*, 2013).

Obszar badań

Cały 13-kilometrowy bieg Jasienia mieści się w granicach administracyjnych Łodzi (rys. 1). Rzeka ta jest prawym dopływem Neru, a powierzchnia jej zlewni przy ujściu wynosi 79,8 km^2. Wypływa ona na osiedlu Stoki z południowego skłonu Wzniesień Łódzkich. Oprócz antropogenicznego narzutu (do 2 m głębokości), w osadach powierzchniowych zlewni dominują piaski wodnolodowcowe i gliny zwałowe zlodowacenia warty. Dzięki dużej deniwelacji zlewni (103 m) spadek Jasienia jest tak duży, jak wielu cieków górskich (5,6 ‰). Średni roczny przepływ Jasienia przed odwodnieniem wynosił przy ujściu do Neru 0,423 $m^3 \cdot s^{-1}$, a przeciętny odpływ jednostkowy z obszaru jego zlewni wynosi 5,3 $dm^3 \cdot km^{-2} \cdot s^{-1}$ (*Projekt generalny…*, 2001).

Rzeka Jasień jest ściśle związana z historią Łodzi. Od schyłku średniowiecza jej wody służyły do napędu kół wodnych rozmieszczonych wzdłuż jej biegu młynów. Funkcja energetyczna zyskała jeszcze na znaczeniu w dobie rozwoju Łodzi przemysłowej. Na początku XIX wieku sam Stanisław Staszic zachwalał wartkość jej nurtu i obfitość wód. W górnym biegu rzeka pokonywała aż 17 m wysokości na odcinku zaledwie 2,1 km (Bieżanowski, 2003). Tu właśnie, na jej brzegach powstały i rozwijały się największe manufaktury bawełniane K. Scheiblera, T. i L. Grohmanów oraz L. Geyera, a w dolinie prężnie rozwijało się miasto. Koryto rzeki było wówczas wielokrotnie przekładane, budowano jazy i zbiorniki wodne. Zastosowanie maszyn parowych ograniczyło energetyczne wykorzystanie Jasienia, a pogarszająca się jakość wody wymusiła budowę ujęć wód podziemnych w jego dolinie.



Rys. 1. Lokalizacja punktów pomiarowych oraz miejsce zrzutu wód z odwodnienia budowy dworca Łódź-Fabryczna w dorzeczu Jasienia.

Fig. 1 The measurement points in the Jasień catchment and the outlet of water discharge from the the construction site of the Łódź-Fabryczna station.

Działy wodne rzędu: 1 - I-go, 2 - II-go, 3 - III-go, 4 - IV-go, 5 - V-go; 6 - działy dopełniające; 7 - przekroje pomiarowe; 8 - zbiorniki wodne; 9 - rzeki; 10 - granice miasta; 11 - miejsce zrzutu wody z odwodnienia dworca; 12 - teren budowy dworca Łódź-Fabryczna.

Topographic watersheds according to rank: 1 - the first; 2 - the second; 3 - the third; 4 - the fourth; 5 - the fifth; 6 - complementary watersheds; 7 - measurement points; 8 - ponds; 9 - rivers; 10 - city limits; 11 - point of construction site drainage waters discharge; 12 - Łódź-Fabryczna railway station construction site.

Źródło: opracowanie własne na podstawie Urban Atlas (2010) i MPHP50.

Source: authors own labor on the basis of the Urban Atlas (2010) and MPHP50.

Od przełomu XIX i XX w. zdegradowana rzeka pozostawała już właściwie tylko odbiornikiem ścieków. Sytuacji nie poprawiła budowa kanalizacji w latach trzydziestych XX w. Jasień, wraz z kilkoma innymi łódzkimi rzekami, został przystosowany do odbioru ścieków z kanalizacji ogólnospławnej. Jego koryto zostało uregulowane, pogłębione i umocnione. Nadrzędnym celem stało się szybkie odprowadzenie ścieków z terenu miasta, z całkowitym pominięciem naturalnych funkcji cieku. Do dziś w zlewni Jasienia funkcjonuje kilka przelewów burzowych, wyprowadzających podczas intensywnych opadów nadmiar ścieków z pozbawionego kanalizacji rozdzielczej Śródmieścia, wprost do rzeki.

Intensyfikacja produkcji włókienniczej w XX wieku pociągnęła za sobą olbrzymie koszty środowiskowe. W czasie II wojny światowej w górnej części zlewni Jasienia zlokalizowano zakłady produkujące włókna sztuczne (późniejszy „Chemitex-Anilana"), a później także zakład zajmujący się utylizacją toksycznych odpadów powstających przy ich produkcji i obsługą specjalnego kanału wyprowadzającego je do Neru („Korchem"). Dopiero pod koniec stulecia, wraz z upadkiem niemal wszystkich zakładów przemysłowych, sytuacja zaczęła ulegać stopniowej poprawie. Likwidacja branży włókienniczej oraz rozwój innych, mniej uciążliwych dla środowiska gałęzi gospodarki zmniejszył zapotrzebowanie na wodę i ograniczył produkcję ścieków o blisko 60%. Wpływ zmian w zagospodarowaniu doliny Jasienia można zauważyć analizując jakość wód prowadzonych jego korytem (tab. 1). W porównaniu z okresem poprzedzającym zmiany gospodarcze, w latach 1993-2011 zanotowano obniżenie przeciętnej temperatury wody o blisko 4°C. Ponad 12-krotnie spadło BZT_5, a blisko 3-krotnie zmalała ilość zawiesiny. Odnotowano także ogólny spadek zawartości rozpuszczonych w wodzie substancji o 6%, przy czym stężenia siarczanów zmalały o 16%, a chlorków aż o 38%. Mimo to, wyznaczając dla Jasienia Jednolitą Część Wód Powierzchniowych (JCWP), nadano jej status „silnie zmienionej części wód" (*Plan Gospodarowania Wodami*…, 2011) a jej stan oceniono jako zły i odroczono osiągnięcie celów środowiskowych do 2027 r., ze względu na ograniczone możliwości technologiczne i finansowe. Nadal, na ponad 1/3 swojej długości, rzeka płynie krytym kanałem.

Tab. 1. Przeciętne charakterystyki jakości wód Jasienia (ul. Odrzańska) w latach 1974-1988 oraz 1993-2011

Table 1. The average water quality characteristics of the Jasień river (Odrzańska sampling point) in the 1974-1988 and 1993-2011 years

Parametr *Parameter*	Temperatura *Temperature* [°C]	Odczyn *pH*	BZT_5 *BOD* [$mgO_2 \cdot dm^{-3}$]	Zawiesina *Suspended load* [$mg \cdot dm^{-3}$]	Substancje rozpuszczone *Dissolved substance* [$mg \cdot dm^{-3}$]	Chlorki *Chloride* [$mgCl \cdot dm^{-3}$]	Siarczany *Sulphate* [$mgSO_4 \cdot dm^{-3}$]
1974-1988	16,0	7,50	130,5	132	619	133,0	119,0
1993-2011	12,2	7,50	10,6	49	584	83,0	100,0

Źródło danych (data source): WiOŚ

Materiał i metody

W przeszłości cechy fizykochemiczne wód Jasienia badano wielokrotnie. Serie obserwacyjne dotyczą różnych przekrojów i są zasadniczo krótkie. W odcinku ujściowym zlokalizowany jest, i funkcjonuje okresowo, punkt pomiarowy Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Łodzi (przekrój Odrzańska), w którym badania jakości wody prowadzono raz w miesiącu, m.in. w latach 1974-1988 oraz 1993-2011. Późniejsze pomiary (II.2012–III.2013), prowadziła Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej UŁ (Dobrzyńska, 2013). Polegały one na codwutygodniowym monitoringu cieku w czterech punktach rozmieszczonych wzdłuż jej biegu (przekroje: Park nad Jasieniem, ul. Piękna, ul. Laskowicka i ul. Dubois). Pozwoliły one na określenie wstępnego stanu hydrochemicznego wód rzecznych i poprzedziły obserwacje ciągłe, podjęte wraz z rozpoczęciem odpompowywania do Jasienia wód z odwodnienia budowy Dworca. W styczniu 2014 r. zainstalowano w korycie Jasienia, poniżej punktu dopływu wód z odwodnienia, nowoczesną sondę wieloparametryczną firmy YSI, model 6920 V2 (YSI 6820 and 6920 V2 Sondes, 2012), wyposażoną w czujniki temperatury, konduktancji, pH, mętności, stężenia tlenu rozpuszczonego, chlorków i amoniaku. Rejestracja parametrów następowała z krokiem 15-minutowym. Sonda pH-metryczna

uległa uszkodzeniu na początku października 2014 r. Pomiary kontynuowano dla pozostałych charakterystyk. Pod koniec okresu monitoringowego nastąpiła awaria czujnika mętności.

Przekrój pomiarów automatycznych zlokalizowano poniżej ul. Przędzalnianej, w 8,0 km biegu rzeki. Wydzielona w ten sposób górna część zlewni Jasienia zajmuje powierzchnię topograficzną równą 8,34 km^2. Powyżej przekroju znajduje się 2-kilometrowy odcinek zakrytego koryta oraz 3 zbiorniki wodne. Pierwszy z nich, o powierzchni 1,0 ha i pojemności 8,5 tys. m^3 jest zasilany przelewem bocznym tylko podczas opadów o szacowanym prawdopodobieństwie przewyższenia 10%, a jego poziom piętrzenia może wzrosnąć wówczas o 0,5 m. Drugi jest już zbiornikiem przepływowym o powierzchni 1,2 ha, a jego pojemność wynosi 15,5 tys. m^3. Trzeci, największy z nich ma powierzchnię 3,46 ha i pojemność 75 tys. m^3 (*Projekt generalny*…, 2001). Można więc przyjąć, że sumaryczna pojemność zbiorników i łączącego je koryta wynosi około 100 tys. m^3. Ostatni ze zbiorników był przez większość czasu rejestracji automatycznych, opróżniony i przygotowany na ewentualne przyjęcie dużych ilości wód wezbraniowych, które mogłyby zagrozić dolinie Jasienia, z uwagi na odprowadzanie do niej zwiększonych ilości wody z odwodnienia. Do sytuacji takiej jednak nie doszło, zaś zbiornik utworzył się niejako samoistnie wypełniając zagłębienie powstałe po jego wybagrowaniu.

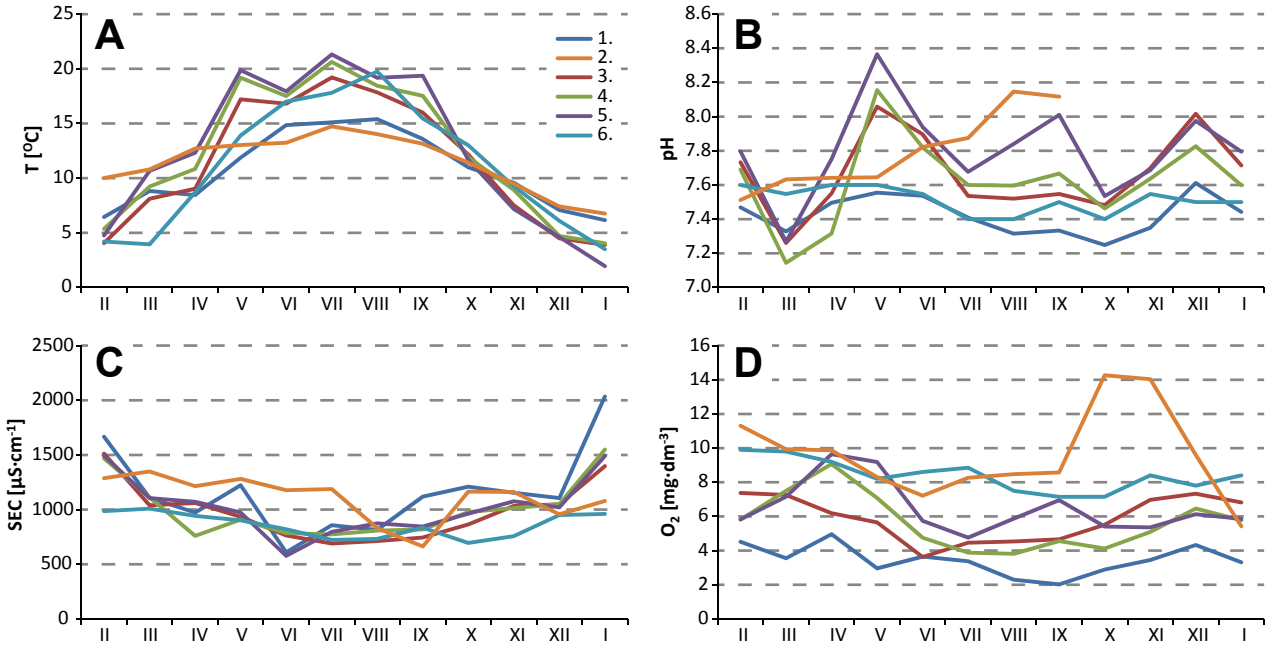
Uzyskane wyniki zestawiono z wcześniejszymi obserwacjami oraz informacją dotyczącą ilości wody odpompowywanej z odkrywki. Jednakże, z uwagi na fakt iż badania monitoringowe miały charakter patrolowy i odbywały się co 2 tygodnie, dokonano decymacji (downsampling) wyników uzyskanych za pomocą sondy. Do analiz porównawczych wybrano zatem tylko takie, które rejestrowano w godzinach zbliżonych do wcześniejszych wyjazdów patrolowych (11-12), co 2 tygodnie. Z uwagi na niewiele miejsca, w tym opracowaniu ograniczono się jedynie do analiz w oparciu o obserwacje zestawione zgodnie z powyższą procedurą.

Wyniki badań

Badane w okresie II.2012–II.2013 cechy fizykochemiczne wody wykazały duże zróżnicowanie przestrzenne i znaczną zmienność w czasie (rys. 2). Przeciętna temperatura wody rosła wraz z biegiem cieku (rys. 2A). Zwiększała się także amplituda jej wahań rocznych. W najwyżej położonym przekroju (Park – 1 na rys. 2) osiągała ona średnio 10,7°C, podczas gdy w kolejnym z wówczas obserwowanych, kończącym kryty odcinek cieku (Piękna – 3 na rys. 2) – 11,4°C. Jej maksimum przypada w górnym przekroju na sierpień (15,4°C), zaś w niżej położonym – na lipiec (19,2°C). Minimalna temperatura notowana jest w obu przekrojach w styczniu i wynosi odpowiednio 6,2 oraz 3,9°C. Wynika stąd, że przeciętnie wyższą, a przy tym bardziej zmienną temperaturę, determinuje eksponowana na warunki atmosferyczne powierzchnia dwóch największych stawów, a także dopływ wód opadowych spływających po nagrzanych latem powierzchniach ulic odwadnianych do Jasienia.

Wyższą konduktywność wody we wszystkich punktach obserwowano zimą, co jest wynikiem dopływu wód pochodzących z zimowego utrzymania dróg (rys. 2C). Najbardziej zróżnicowaną i najwyższą konduktywność obserwowano w górnym odcinku rzeki (Park). Średnia notowana tam konduktywność wyniosła 1156 $\mu S \cdot cm^{-1}$, podczas gdy w punkcie Piękna była ona mniejsza średnio o 173 $\mu S \cdot cm^{-1}$. Na znaczną redukcję zanieczyszczeń wpływają tu procesy biologiczne zachodzące w rozdzielających oba punkty stawach, bowiem zimą konduktywność wody zmniejsza się na tym odcinku o 7%, zaś w półroczu letnim maleje już o blisko 24%.

Podobny przebieg ma także mętność wody, przy czym oprócz wyraźnego zwiększenia jej w sezonie zimowym, obserwowano także nieregularne, związane z pojedynczymi impulsami opadowymi, wzrosty w miesiącach letnich. Mechaniczny wpływ stawów na obniżenie mętności w punkcie Piękna zaznacza się wyraźnie i w tym przypadku, jednak latem (V-VIII) redukcja cząstek stałych w stawach jest co najwyżej 2-krotna, natomiast zimą ilość zawiesiny maleje od 6 do ponad 30 razy.



Rys. 2. Sezonowy przebieg wybranych parametrów fizyko-chemicznych wód Jasienia w różnych przekrojach pomiarowych w latach 2012-2013 (przekroje 1, 3-6) oraz 2014-2015 (przekrój 2).

Fig. 2. Seasonal course of selected physico-chemical water parameters in the measurement points in the Jasień river basin in the years 2012-2013 (sections 1, 3-6) and in the years 2014-2015 (section 2).

A - temperatura wody; B - odczyn wody; C - konduktywność; D - stężenie tlenu rozpuszczonego. Przekroje: 1 - Park; 2 - Przędzalniana (sonda); 3 - Piękna; 4 - Laskowicka; 5 - Duboisa; 6 - Odrzańska.

A - water temperature; B - pH; C - semiconductivity; D - dissolved oxygen.
Cross-sections: 1 - Park; 2 - Przędzalniana street (water probe); 3 - Piękna street; 4 - Laskowicka street; 5 - Dubois street; 6 - Odrzańska street.

Procesy biologiczne zachodzące w zbiornikach wodnych powodują także wyraźne zmniejszenie stężenia azotu azotanowego pomiędzy oboma punktami (przed i za przekrojem Przędzalniana, miejscem instalacji sondy). Przeciętna zawartość azotu azotanowego maleje na tym odcinku z 2,35 do 1,40 mg·dm^{-3}, a rozstęp ekstremów zmniejsza się z 4,0 do 2,0 mg·dm^{-3}. Maksimum jego stężenia przypada na miesiące wiosenne (III-VI), gdy roślinność wodna zdolna absorbować związki azotu dopiero zaczyna się rozwijać. W punkcie Park, reprezentującym górną, pozbawioną zbiorników część zlewni, przeciętne stężenie azotu azotanowego w półroczu letnim jest wyższe niż w zimowym

nawet o 0,3 $mg \cdot dm^{-3}$ (14%), podczas gdy w punkcie Piękna maleje, dzięki oddziaływaniu stawów o 0,1 $mg \cdot dm^{-3}$ (-7%) w stosunku do półrocza zimowego.

Z uwagi na duże zanieczyszczenie wód Jasienia ściekami bytowymi, odczyn ma lekko zasadowy charakter (rys. 2B). W górnej części zlewni (przekrój Park) przeciętny odczyn wody wynosi 7,4 i cechuje się najmniejszą zmiennością w ciągu roku. W przekroju ulicy Pięknej, położnym poniżej wylotu licznych kolektorów ścieków, nie tylko z kanalizacji burzowej jak również ogólnospławnej, jego wartość jest przeciętnie wyższa o 0,2 jednostki, zaś dyspersja rośnie. W rocznym przebiegu tej charakterystyki łatwo można zaobserwować dwa wyraźne okresy występowania odczynu o większej zasadowości (XII i V) oraz minimum przypadające na marzec. Ten ostatni okres, związany jest zapewne z dopływem wód roztopowych o odczynie zbliżonym do obojętnego. Wody stawów mogą mieć wówczas jeszcze odczyn zasadowy – średnie roczne pH stawu w Parku nad Jasieniem wynosi 8,33, zaś stawu przy ul. Przędzalnianej – 8,5 (Stolarska, Frątczak, 2005).

Stężenie tlenu rozpuszczonego jest w pewnym stopniu zależne od temperatury wody, jednak różnica pomiędzy przeciętną jego wartością w półroczu zimowym i letnim w górnym odcinku cieku (Park – Piękna) wynosi tylko 5-7% (rys. 2D). Stężenie tlenu w wodzie rośnie z biegiem cieku, w miarę jak zanieczyszczone wody ulegają rozcieńczeniu wodami opadowymi lub natleniają się podczas wartkiego ruchu w betonowym korycie. Maksimum notowano na przełomie marca i kwietnia, a minimum jesienią.

Skierowanie odwodnienia dworca Łódź Fabryczna do Jasienia spowodowało zmiany w ustalonym reżimie hydrologicznym i fizyko-chemicznym rzeki. Średnie miesięczne przepływy sześciokrotnie, a w początkowym okresie zrzutu, 10-krotnie przekroczyły dotychczasowy przepływ Jasienia wynoszący w górnym biegu 0,044 $m^3 \cdot s^{-1}$ (*Projekt generalny…*, 2001). Wskutek wzrostu przepływów drastycznemu skróceniu uległ czas wymiany wody w zbiornikach przepływowych z pierwotnych 3 tygodni do zaledwie 3-4 dni, a jeśli uwzględnić napełnienie zbiornika Przędzalniana w zaledwie 1/3 jego nominalnej pojemności – nawet poniżej jednej doby.

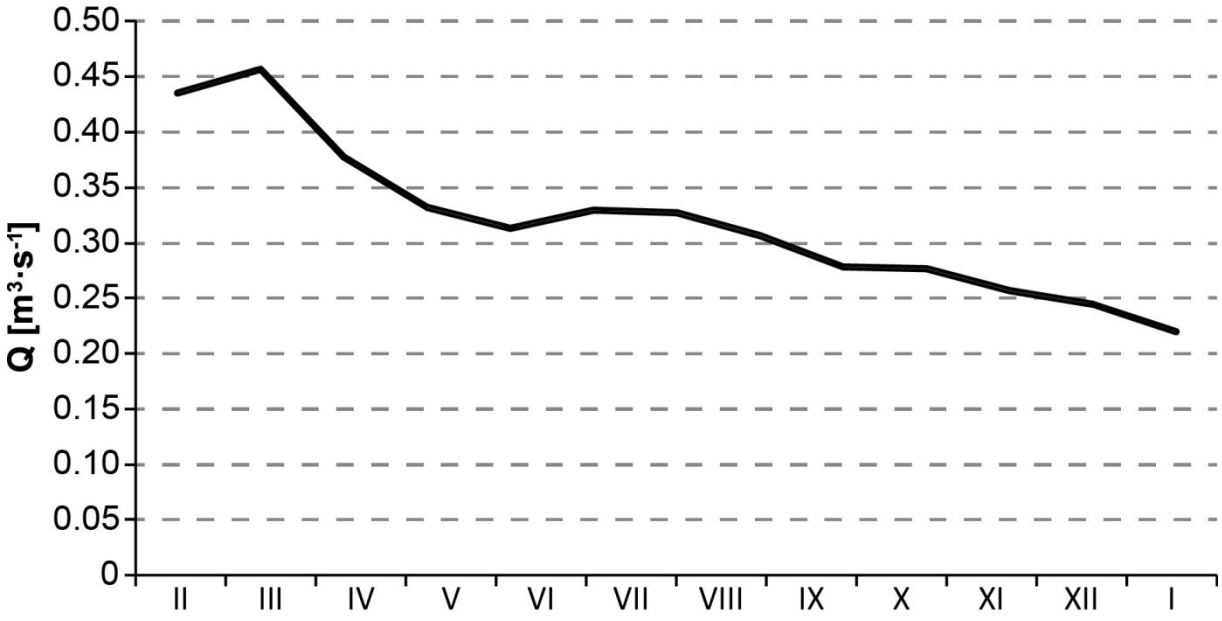
Porównując wyniki badań wykonywanych w punktach Park i Przędzalniana (sonda) – rys. 2A, należy zauważyć, że skrócenie czasu przepływu wody przez układ stawów spowodowało zmniejszenie amplitudy

wahań temperatury z 9,2 do 8,0°C. Zwiększyła się przy tym przeciętna roczna temperatura wody z 10,3°C do 12,1°C. Zmiana ta jest najbardziej widoczna w przypadku średniej temperatury półrocza zimowego, która wzrosła z 7,8 do 9,5°C. Wzrosło także minimum miesięczne – z 6,2 do 6,8°C (styczeń), natomiast średnia temperatura wody w półroczu letnim spadła o 0,4°C.

Nastąpiło także wyrównanie rocznego rytmu zmian konduktywności i odczynu wody (rys. 2B i 2C). Amplituda konduktywności wydatnie zmniejszyła się z 1425 do 686 $\mu S \cdot cm^{-1}$, a jej średnia roczna zmalała o 44 $\mu S \cdot cm^{-1}$ (4%). W wodach Jasienia stwierdzono zanik obserwowanego wcześniej „wysładzającego" wpływu wód roztopowych wiosną – w przebiegu konduktywności zaznaczają się dopiero opady letnie obniżające wyraźnie jej poziom w sierpniu i wrześniu. Odczyn wody stał się bardziej zasadowy – średnie pH w objętych badaniami miesiącach porównywanych okresów 2012–2013 i 2014–2015 (II–IX) zmieniło się z 7,4 na 7,8. Z biegiem czasu można zaobserwować także wyraźny trend zmian średnich miesięcznych wartości pH od 7,5 w lutym do 8,1 we wrześniu 2014 r., wynikający z odpompowywania coraz głębszych, bardziej zasadowych wód pozostających w kontakcie z przesyconą węglanami gliną. Z tej samej przyczyny podobnie układało się stężenie chlorków, słabiej niż podczas wcześniejszych badań zależne od zimowego utrzymania dróg i wzrastające od kwietnia (minimum roztopowe – 83 mg $Cl^{-} \cdot dm^{-3}$) do listopada (1038 mg $Cl^{-} \cdot dm^{-3}$).

Intensywny ruch wody w korycie spowodował, że przeciętne stężenie rozpuszczonego tlenu w wodzie było względnie wysokie (9,6 mg $O_2 \cdot dm^{-3}$ – 85%) – rys. 2D. Dzięki bardziej wyrównanym wahaniom temperatury niewielka była różnica pomiędzy koncentracją tlenu latem (9,2 mg $O_2 \cdot dm^{-3}$ – 82%) i zimą (11,0 mg $O_2 \cdot dm^{-3}$ – 97%). Najwyższe stężenie tlenu zanotowano w październiku i listopadzie (14,1 mg $O_2 \cdot dm^{-3}$), gdy nasycenie nim wody przekroczyło 120%. Do zjawiska przesycenia wody tlenem często dochodzi w przypadku gwałtownego wzrostu temperatury wody (Dojlido, 1995). W tym przypadku, najprawdopodobniej nastąpiło to w wyniku wymieszania z stosunkowo chłodną, silnie już nasyconą gazami wodą powierzchniową, ciepłych wód pochodzących z odwodnienia terenu budowy. Należy przy tym zwrócić uwagę, że zjawisko to jest niekorzystne z punktu widzenia biocenozy wodnej. Do wzrostu natężenia tego zjawiska mogły się w tym przypadku także przyczynić glony. Powyżej

zbiornika Przędzalniana, na odkrytym fragmencie koryta, zaobserwowano bowiem jesienią 2014 r. duże nagromadzenie glonów nitkowatych. Ich rozrost był prawdopodobnie spowodowany stosunkowo ciepłą, jak na tą porę roku, wodą. W ciągu dnia fitoplankton wydzielał tak duże ilości tlenu, że dodatkowo wzmocnił temperaturowy efekt przesycenia wody gazem.



Rys. 3. Średni miesięczny zrzut wody z odwodnienia terenu budowy dworca Łódź Fabryczna

Fig. 3. The monthly average of the water discharge from the drainage of the Łódź Fabryczna railway station construction site

Źródło danych: Urząd Miasta Łodzi *Source: data Łódź City Hall*

Po uruchomieniu odwodnienia (rys. 3) dwukrotnie wzrosła mętność wody – przeciętnie z 24 do 44 jednostek (NTU). Wskutek częściowego napełnienia stawu przy ul. Przędzalnianej nie był on w stanie pełnić roli osadnika dla transportowanych rzeką unosin, przez co podczas letnich wezbrań (VII–VIII) zarejestrowano jeszcze wyższy, bo kilkukrotny wzrost mętności wody (220–400 NTU). Nie był on spowodowany zrzutem wody z odwodnienia dworca, ale niewykluczone, że dostarczycielem zawiesiny stała się odsłonięta i słabo utrwalona powierzchnia czaszy zbiornika. W półroczu letnim notowano także wyraźnie wyższe stężenie azotu amonowego (średnio 5,13 mg $N\text{-}NH_4 \cdot dm^{-3}$) – czterokrotnie większe niż w półroczu chłodnym, co najprawdopodobniej jest efektem stosowania nawozów w rolniczo użytkowanej części zlewni.

Podsumowanie

Odprowadzenie wód z odwodnienia terenu budowy dworca Łódź Fabryczna do koryta rzeki Jasień w istotny sposób wpłynęło na cechy fizykochemiczne wód rzecznych. Na skutek zwiększonego odpływu, skróceniu uległ czas wymiany wody w zbiornikach przepływowych i w całym obserwowanym systemie rzeczno-jeziornym. Zmniejszeniu uległy amplitudy wahań temperatury w ciągu roku, a przeciętna roczna temperatura wody wzrosła. Nastąpiło wyrównanie rocznego rytmu zmian konduktywności i odczynu wody, przy czym w przypadku pH zaobserwowano wyraźny trend zmian średnich miesięcznych. Ponad dwukrotnie wzrosła mętność wody, a podczas letnich wezbrań zarejestrowano jeszcze wyższy niż przed rozpoczęciem odwodnienia, bo kilkukrotny, wzrost mętności wody.

Przez cały okres obserwacyjny stężenie chlorków systematycznie rosło. Prawdopodobnie, wzrost ten, podobnie jak i wzrost odczynu wody, związany był z coraz większym stężeniem zanieczyszczeń w odpompowywanej wodzie przy stopniowo coraz mniejszym jej poborze.

Obserwowane zmiany są na tyle interesujące, że obserwacje będą kontynuowane co najmniej do momentu zakończenia prac inżynierskich. Dalsze badania będą miały na celu odpowiedź na pytania: czy obserwowane obecnie zmiany mają charakter trwały? Czy reżim hydrochemiczny wód rzecznych powróci po ustaniu odwodnienia do poprzedniego? Pewne jest, iż z uwagi na konieczność odprowadzania wód opadowych z obszaru dworca, po zakończeniu jego budowy, oraz wód przesiąkowych z dna tunelu, nadal do Jasienia będą trafiać stosunkowo czyste wody. Niewielka ich część będzie odprowadzana stale, zaś wody burzowe, po przejściu przez specjalnie zaprojektowane osadniki, będą zasilać rzekę w sposób impulsowy. Możliwe zatem, że reżim hydrochemiczny wód Jasienia będzie wyglądał jeszcze inaczej niż do tej pory.

Literatura

Bieżanowski W., 2001, *Łódka i inne rzeki łódzkie,* Widzewska Oficyna Wyd. ZORA, Łódź.

Dobrzyńska A., 2013, *Sezonowe zmiany wybranych parametrów fizyko-chemicznych wód rzeki Jasień w Łodzi*, KHiGW UŁ, Łódź (praca magisterska wykonana w KHiGW pod kierunkiem dra A. Bartnika; maszynopis).

Dojlido J.R, 1995, *Chemia wód powierzchni*owych, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.

MPHP50, *Mapa Podziału Hydrograficznego Polski w skali 1:50 000*, KZGW. http://mapa.kzgw.gov.pl

Plan Gospodarowania Wodami na obszarze dorzecza Odry, M.P. 2011 r. Nr 40 poz. 451.

Projekt generalny rzeki Jasień, 2001, Biuro inżynierii wodnej, środowiska i melioracji „Aquaprojekt".

Raport o oddziaływaniu przedsięwzięcia na środowisko – dokumentacja. Podziemna stacja i dworzec multimodalny Łódź Fabryczna. Projekt budowlany, 2013, Systra S.A., Warszawa. (dokumentacja nie publikowana)

Raport o stanie środowiska w województwie łódzkim w 2007 r., 2008, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Łódź.

Sprawozdanie z monitoringu regionalnego zwykłych wód podziemnych na terenie województwa łódzkiego w 2010 r., WiOŚ, Łódź, 2011.

Sprawozdanie z monitoringu regionalnego zwykłych wód podziemnych na terenie województwa łódzkiego w 2011 r., WiOŚ, Łódź, 2012.

Sprawozdanie z monitoringu regionalnego zwykłych wód podziemnych na terenie województwa łódzkiego w 2012 r., WiOŚ, Łódź, 2013.

Sprawozdanie z monitoringu regionalnego zwykłych wód podziemnych na terenie województwa łódzkiego w 2013 r., WiOŚ, Łódź, 2014.

Stolarska M., Frątczak J., 2005, *Sezonowa zmienność podstawowych właściwości fizykochemicznych wód w wybranych łódzkich stawach* [w:] Jankowski A.T., Rzętała M. [red.] *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne,* Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.

Urban Atlas, 2010, European Environment Agency, http://www.eea.europa.eu

YSI 6820 and 6920 V2 Sondes, 2012, *Specifications document #E36*, YSI, Xylem Inc., Yellow Springs, OH, USA.
http://www.ysi.com/media/pdfs/E36-6820-6920-V2.pdf

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

CHABUDZIŃSKI ŁUKASZ (1), MICHALCZYK ZDZISŁAW (1),
SIŁUCH MARCIN (1), BARTOSZEK KRZYSZTOF (2)

(1) Uniwersytet Marii-Curie Skłodowskiej w Lublinie,
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
(2) Uniwersytet Przyrodniczy w Lublinie, Wydział Agrobioinżynierii

OPAD I ODPŁYW Z MAŁEJ ZLEWNI - ANALIZA PORÓWNAWCZA DANYCH POMIAROWYCH ORAZ OGÓLNODOSTĘPNYCH DANYCH PRZESTRZENNYCH

PRECIPITATION AND RUNOFF FROM A SMALL CATCHMENT - COMPARATIVE ANALYSIS OF MEASUREMENT DATA AND AVAILABLE SPATIAL DATA

Streszczenie. Opad, odpływ i ewapotranspiracja rzeczywista stanowią podstawowe elementy bilansu wodnego zlewni. Ich wielkość oraz zmienność zarówno czasowa i przestrzenna decydują o zasobach wodnych zlewni. W badaniach hydrologicznych oraz hydrogeologicznych najczęściej wykorzystuje się z dane z posterunków opadowych, stacji meteorologicznych oraz przekroi hydrometrycznych, które pochodzą z pomiarów punktowych, natomiast rzadziej korzysta się z danych, prezentujących ich zmienność zarówno czasowo jak i przestrzenną. Celem pracy jest porównanie danych prezentujących wielkość opadu i odpływu powierzchniowego z ogólnodostępnych baz danych w odniesieniu do punktowych danych pomiarowych udostępnianych przez IMGW oraz danych pomiarowych zebranych bezpośrednio w terenie. W pracy podjęto także próbę wykorzystania danych satelitarnych prezentujących wielkość ewapotranspiracji rzeczywistej do szacowania bilansu wodnego małej zlewni. Analizę tę przeprowadzono dla okresu 2000–2013 w zlewni Białej Łady. Uzyskane wyniki charakteryzujące wielkości opadu z posterunku IMGW oraz danych opadowych z ogólnodostępnej bazy danych JRC wykazały różnice w ciągu roku. Jeszcze niższe współczynniki korelacji uzyskano dla wartości odpływu powierzchniowego uzyskanego z podziału hydrogramu w odniesieniu do bazy danych GLDAS NOAH. Wskazuje to, iż te dwa „produkty" przestrzenne nie powinny być wykorzystywane np. do szacowaniu zasobności wodnej małych zlewni. Natomiast interesującą bazą danych okazała się baza MODIS, zawierająca ewapotranspirację rzeczywistą, którą można wykorzystywać do tworzenia bilansów wodnych.

Abstract. Precipitation, runoff and evapotranspiration are key elements of catchment water balance. Their rates and temporal and spatial variability determine the water resources in a catchment. Hydrological and hydrogeological research is most frequently based on data from precipitation stations, meteorological stations, and water gauges that are provided by measurement stations; in

turn, data presenting their temporal and spatial variability are used less often. The aim of the study was to compare data presenting the rates of precipitation and surface runoff from widely available databases in relation to point measurement data provided by the Institute of Meteorology and Water Management and measurement data collected directly in the field. The study is also an attempt at using satellite data of the evapotranspiration rate for estimation of the water balance in a small catchment. The analysis was performed in the Biała Łada catchment for the period of 2000–2013. The results characterising the precipitation rates obtained from the station of the Institute of Meteorology and Water Management and the precipitation data acquired from the available JRC database demonstrated differences occurring during the year. Lower correlation coefficients were obtained for the value of surface runoff indicated by the division of the hydrogram in relation to the GLDAS NOAH database. This implies that these two spatial "products" should not be used for e.g. estimation of water abundance in small catchments. In turn, the MODIS database containing data of the actual evapotranspiration is interesting, as it can be used for creation of water balance.

Słowa kluczowe: opad, odpływ, ewapotranspiracja rzeczywista, baza danych GLDAS NOAH, baza danych JRC
Key words: precipitation, runoff, evapotranspiration, GLDAS NOAH database, JRC database

Wprowadzenie

Opad, odpływ i ewapotranspiracja rzeczywista stanowią podstawowe elementy bilansu wodnego zlewni. Ich wielkość oraz zmienność czasowa i przestrzenna decydują o zasobach wodnych zlewni. W badaniach hydrologicznych oraz hydrogeologicznych najczęściej wykorzystuje się z dane z stacji meteorologicznych, posterunków opadowych i wodowskazowych, które pochodzą z pomiarów punktowych, natomiast rzadziej korzysta się z danych, prezentujących ich zmienność zarówno czasową jak i przestrzenną. W Polsce funkcjonują punkty pomiarowe tworzące sieć pomiarowo-obserwacyjną IMGW. Ponadto, przez różne jednostki uruchamiane są doraźnie punkty obserwacyjne o różnej randze. Położenie ich najczęściej jest przypadkowe i często nie jest zgodne z zasadami lokalizacji stacji meteorologicznych, posterunków opadowych czy też przekroi wodowskazowych w miejscach reprezentatywnych dla danego obszaru, co z kolei przekłada się, na jakość gromadzonych danych. O ile lokalizacja stacji / posterunków / przekroi wodowskazowych należących do IMGW jest znana, to informacje o położeniu obiektów pomiarowych innych jednostek, najczęściej nie są dostępne.

Obecnie większość danych meteorologicznych jest udostępniana przez IMGW w celach naukowych nieodpłatnie. Często uzyskuje się wyrywkowe dane dostępne tylko dla wybranych miejsc. W przypadku instytucji niezależnych decyzję o przekazaniu danych podejmuje jej kierownik. Nastręcza to wiele problemów merytorycznych i logistycznych, czasem trudnych do pokonania.

Pomocą w rozwiązaniu problemu dostępności danych może być wykorzystanie informacji przestrzennych charakteryzujących wybrane elementy meteorologiczne, do których dostęp jest wolny, tzn. pobieranie, przetwarzanie i naukowe publikowanie jest dozwolone, a nawet autorzy tych opracowań zabiegają o ich powszechne wykorzystywanie.

Celem pracy jest porównanie danych prezentujących wielkość opadu oraz odpływu powierzchniowego z ogólnodostępnych baz danych w odniesieniu do punktowych danych pomiarowych udostępnianych przez IMGW, a także danych pomiarowych zebranych bezpośrednio w terenie. W pracy podjęto także próbę wykorzystania danych satelitarnych prezentujących wielkość ewapotranspiracji rzeczywistej do szacowania bilansu wodnego małej zlewni. Za poligon badawczy została przyjęta zlewnia Białej Łady charakteryzująca się zróżnicowanym typem rzeźby. Analizę tę przeprowadzono dla okresu 2000-2013.

Obszar badań

Zlewnia Białej Łady (Buraczyński, 1999) leży na obszarze Roztocza Zachodniego oraz Kotliny Sandomierskiej (rys. 1A.). W niniejszym opracowaniu analizie została podana tylko jej część zamknięta przekrojem wodowskazowym Biłgoraj o powierzchni 222,9 km^2 (*Mapa Podziału Hydrograficznego Polski*). W górnej (roztoczańskiej) części analizowanej zlewni o powierzchni 133,0 km^2 dominuje krajobraz typowo wyżyny. Rzeźba tej symetrycznej zlewni jest bardzo urozmaicona, a jej dominującymi formami są płaskie wierzchowiny, głęboko wcięte suche doliny erozyjno-denudacyjne oraz wąwozy. Wysokości względne dochodzą do 70-80 m, jednocześnie występują duże spadki terenu, co sprzyja tworzeniu się spływu powierzchniowego oraz występowaniu lokalnych powodzi i podtopień.

Zasilanie roztoczańskiej części zlewni odbywa się wodami z kilkunastu źródeł, z których trzy mają średni wydatek powyżej 100 $dm^3 \cdot s^{-1}$. W podłożu skalnym dominują opoki kredowe, a tylko w jej południowo-zachodniej części lokalnie występują wapienie mioceńskie. Zarówno skały kredowe jak i miceńskie nadbudowane są warstwą lessu, której grubość jest zróżnicowana nie tylko regionalnie, ale także w obrębie głównych form morfologicznych. Wody podziemne tworzą jeden poziom wodonośny utrzymujący się w skałach węglanowych. W strukturze użytkowania terenu przeważają grunty orne. Dna dolin (suchych oraz rzecznych) zajmują łąki, a tereny o największych spadkach – lasy oraz zakrzaczenia. Wyżynną część zlewni zamyka przekrój wodowskazowy w Sokołówce.

W części południowej, znajdującej się w obrębie Kotliny Sandomierskiej (rys. 1A), badana zlewnia jest asymetryczna, ze znacznie większą częścią lewobrzeżną. W podłożu występują iły krakowieckie, które przykryte są cienką warstwą osadów piaszczysto-gliniastych, oraz piasków eolicznych. W rzeźbie dominują obszary płaskie z lokalnie występującymi wydmami oraz obniżeniami pomiędzy nimi. Wody podziemne występują płytko, a kształt zwierciadła nawiązuje do ukształtowania terenu. Rzeka w tej części zasilana jest wodami lateralnymi z płytkiego poziomu czwartorzędowego. W strukturze użytkowania terenu dominują lasy oraz nieużytki. Badaną zlewnię zamyka przekrój wodowskazowy w Biłgoraju. Przyjęte przekroje pomiarowe nawiązują do miejsc, gdzie były i są obecnie prowadzone obserwacje przepływu (Malinowski, 1974; Chabudziński, Michalczyk, 2014).

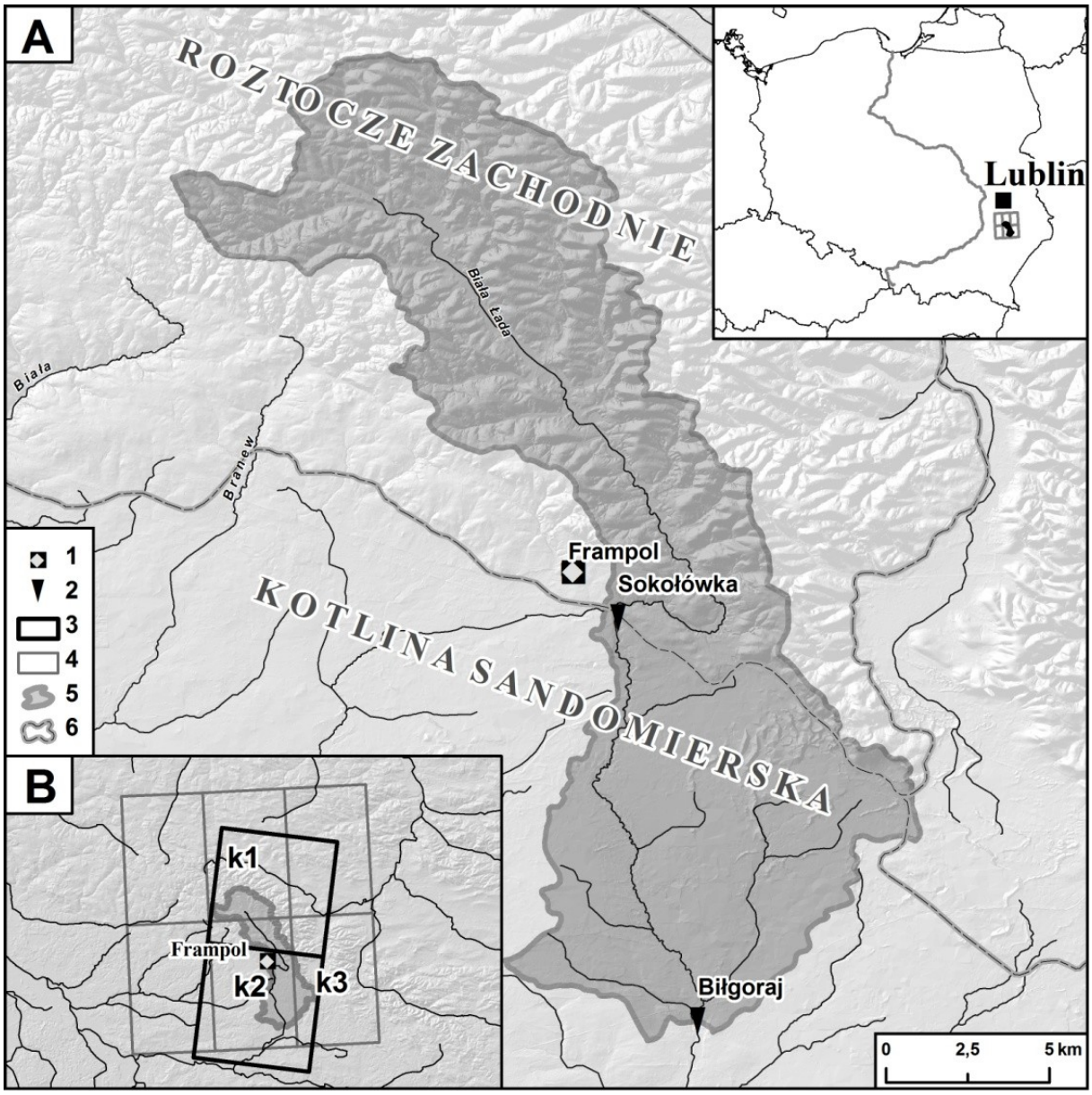
Metody

W pracy wykorzystano miesięczne sumy opadu atmosferycznego obliczone na podstawie danych pochodzących z Joint Research Center (JRC), które odnoszą się do wyników reanalizy ERA-Interim (Dee i in., 2011) oraz dane dobowe z posterunku opadowego IMGW znajdującego się we Frampolu (rys. 1). Materiały opublikowane w bazie JRC pochodzą z kilku źródeł m.in. z naziemnych stacji meteorologicznych (w Polsce są to stacje synoptyczne należące do IMGiW) oraz z pomiarów lotniczych i satelitarnych. W przypadku całej bazy obejmującej Europę dane pozyskiwane są z około 7100 stacji

rozmieszczonych w kilkudziesięciu krajach. Baza zawiera dane za okres od 1975 r. do chwili obecnej. Wykorzystane w pracy dane zestawione były w postaci dobowych sum opadu atmosferycznego, które odnosiły się do punktów gridowych, których rozdzielczość siatki węzłowej wynosiła 25 x 25 km (rys. 1B). Dobowe sumy opadu pozyskano dla okresu od stycznia 2000 do grudnia 2013 r. Analizowany obszar obejmował dwie sąsiadujące komórki gridowe, lecz ze względu na brak istotnych różnic pomiędzy nimi w opracowaniu wykorzystano dane uśrednione. Sumy miesięczne i roczne opadu obszarowego porównano z wartościami obserwowanymi na posterunku opadowym IMGW znajdującym się w sąsiedztwie środkowej części zlewni Białej Łady (rys. 1A).

Kolejny krok w analizie materiałów stanowiła ocena obszarowa zasilania oraz drenażu, którą zweryfikowano w oparciu o mierzoną wielkość przepływu w tej zlewni. Dla przekroju Biłgoraj dane te pozyskano z IMGW i były to średnie dobowe przepływy. Natomiast w przekroju Sokołówka zainstalowano w 2012 r. ciśnieniowy rejestrator stanu wody i temperatury firmy Diver, rejestrujący stany wody w 20-minutowych odstępach. W przekroju tym wykonywano pomiary przepływu za pomocą elektromagnetycznego miernika przepływu NAUTILUS 2000 firmy OTT. Zebrane dane posłużyły do obliczenia krzywej natężenia przepływu na podstawie której obliczono przepływy. Kolejnym krokiem był rozdział hydrogramu przepływu na składową podziemną i powierzchniową dla danych z przekroju Biłgoraj i Sokołówka. Do tego celu wykorzystano algorytm opracowany przez E. Tomaszewskiego (2001).

Do oceny zróżnicowania przestrzennego i czasowego ewapotranspiracji rzeczywistej analizowanego obszaru wykorzystano dane satelitarne (typ danych MOD16) pochodzące z spektroradiometru MODIS (ang. *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) znajdującego się na pokładzie satelity „Terra" Amerykańskiej Agencji Kosmicznej (z ang. *National Aeronautics and Space Administration*). Przestrzenna zdolność rozdzielcza danych MOD16 wynosi 1 km, a czasowa 8 dni (Friedl i in., 2010).



Rys. 1. Położenie obszaru badań

Fig. 1 Location of the study area

1 - posterunek opadowy, 2 - przekroje wodowskazowe, 3 - granice komórek bazy danych GLDAS NOAH, 4 - granice komórek bazy danych JRC, 5 - obszar zlewni Białej Łady, 6 - granice jednostek fizjograficznych

1 - precipitation station, 2 - water gauges, 3 - borders of the GLDAS NOAH database grids, 4 - borders of the JRC database grids, 5 - catchment of Biała Łada, 6 - borders of the physiographic units

Obliczone wyniki odpływu powierzchniowego porównano z bazą danych GLDAS NOAH o rozdzielczości przestrzennej 0,25·0,25° (rys. 1B) i miesięcznej rozdzielczości czasowej. Baza danych GLDAS NOAH (Global Land Data Assimilation) jest produktem powstałym w wyniku modelowania i asymilacji obserwacji naziemnych i satelitarnych w celu dostarczenia zoptymalizowanych pod względem przestrzennym charakterystyk powierzchni czynnej (Rodell i in., 2004). Dane udostępniane przez GLDAS i wykorzystane w niniejszej pracy zawierały średnie miesięczne wartości odpływu powierzchniowego wyrażone w $kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$. W związku z różnymi skalami, w których pozyskano oryginalne dane charakteryzujące wartości odpływu zdecydowano się je ujednolicić do tych samych jednostek ($dm^{-3} \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) i na nich prowadzono dalsze analizy.

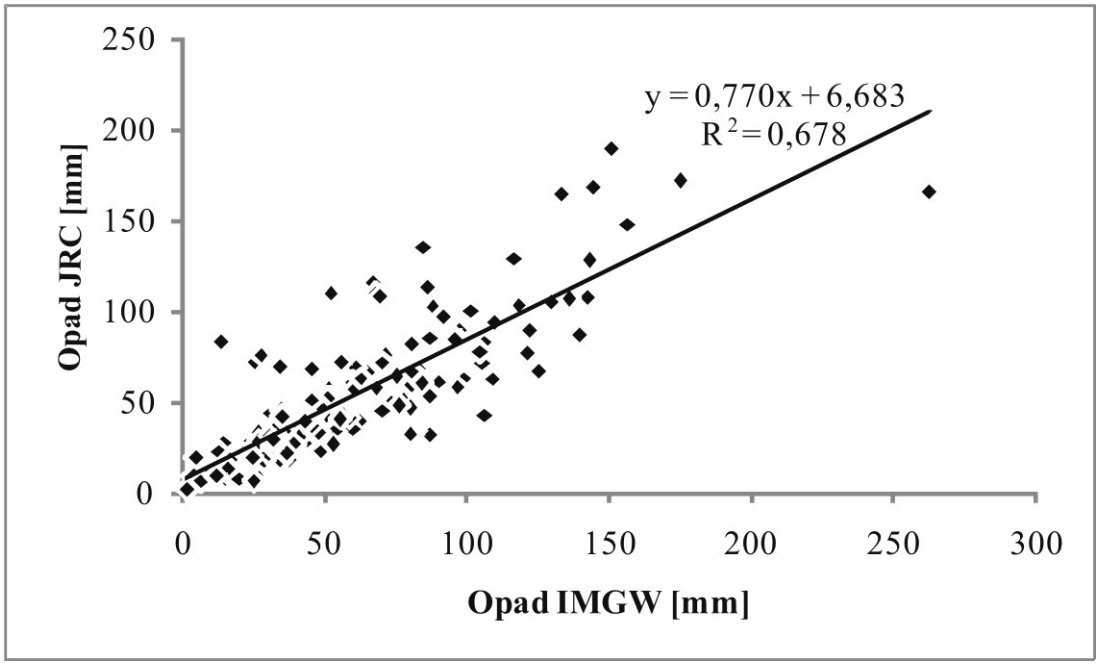
Istotność statystyczną współczynników korelacji liniowej między analizowanymi zmiennymi sprawdzono parametrycznym testem t-Studenta (Pruchnicki, 1987).

Wyniki. Opad

Dane meteorologiczne dotyczące opadu atmosferycznego pochodzące z posterunku opadowego stanowią zwykle podstawowe źródło informacji we wszelkiego rodzaju analizach hydrologicznych. W rozpatrywanym przypadku miesięczna suma opadu zmierzona na posterunku IMGW była średnio dla całego okresu o około 6,0 mm wyższa w stosunku do danych pochodzących z bazy JRC. Wyższe sumy opadów na stacji IMGW obserwowane były w ciepłej porze roku, co można wiązać z opadami burzowymi, podczas których wysokość opadu dobowego w niektórych przypadkach jest bardzo wysoka.

Pozyskane wartości z bazy JRC wyjaśniały w około 68% zmienność miesięcznych sum opadów pochodzących ze stacji IMGW (rys. 2), a błąd standardowy estymacji osiągnął wartość 20,6 mm. Najwyższe współczynniki korelacji między danymi IMGW a JRC dotyczyły marca, września, października i stycznia (tab. 1). Natomiast w sierpniu współczynnik korelacji osiągał wartość poniżej 0,5 co świadczyło o braku istotnej statystycznie współzmienności między opadem zmierzonym na posterunku

meteorologicznym a bazą danych JRC. Różnice między średnimi sumami opadów w sierpniu, pozyskanymi z tych źródeł były niewielkie, lecz współczynnik korelacji wskazywał na brak związku między obiema zmiennymi. Można to tłumaczyć występowaniem w tym miesiącu opadów lokalnych obejmujących swym zasięgiem stosunkowo niewielkie obszary.



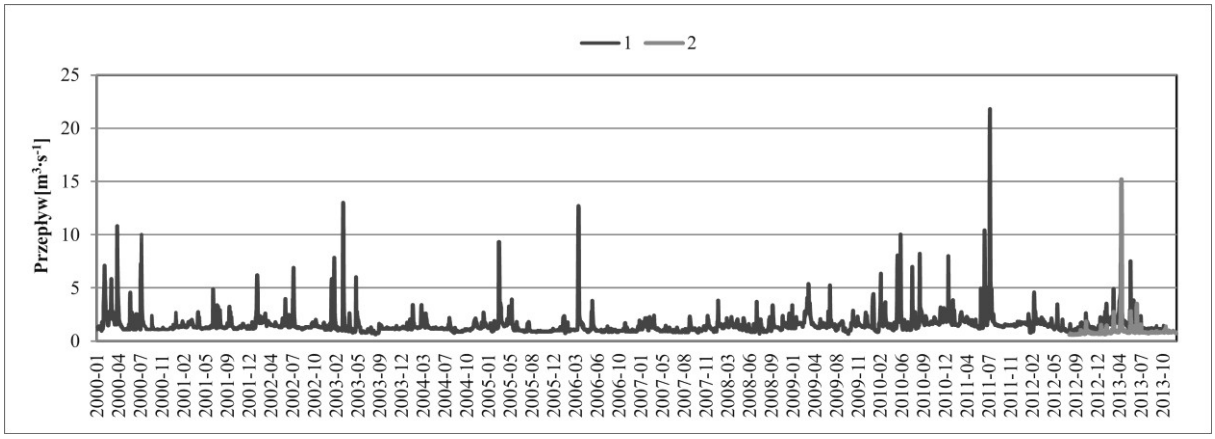
Rys. 2 Rozkład współzmienności między danymi pochodzącymi z posterunku opadowego sieci IMGW a danymi pochodzącymi z bazy danych JRC
Fig. 2 The covariance distribution between the precipitation data from the IMGW network and the JRC database

Tab. 1. Średnie miesięczne sumy opadu z lat 2000-2013 z posterunku meteorologicznego we Frampolu (IMGW) i bazy danych (JRC) oraz współczynnik korelacji liniowej w poszczególnych miesiącach (* istotne na poziomie p<0,05; ** - p<0,01)
*Table 1. Mean monthly precipitation between 2000 and 2013 from the meteorological station in Frampol (IMGW) and JRC database, and the linear correlation coefficient for particular months (*significant at p<0,05 or **- p<0,01 level)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
IMGW	52,2	40,6	48,9	42,1	87,7	83,2	106,9	62,2	58,9	45,9	43,5	36,4
JRC	37,9	32,7	42,8	41,3	69,6	67,6	92,3	67,0	58,2	39,8	44,8	32,3
Korelacja	0,92**	0,75**	0,91**	0,70**	0,87**	0,77**	0,80**	0,50	0,90**	0,94**	0,76**	0,54*

Odpływ

Przepływ w zlewni Białej Łady zmieniał się zarówno w skali czasowej jak i przestrzennej. Jego średnie dobowe wartości w zlewniach do Biłgoraja oraz Sokołówki zostały przedstawione na rys. 3. Natomiast na jego przestrzenną zmienność wskazują średnie miesięczne przepływy w zlewni "wyżynnej" w stosunku do przepływów w przekroju Biłgoraj, które w okresie sierpień 2012 - październik 2013 zmieniały się w przedziale od 45 do 72%. Średni przepływ w przekroju Biłgoraj w tym okresie wyniósł 1,52 $m^3 \cdot s^{-1}$, a w przekroju Sokołówka 0,94 $m^3 \cdot s^{-1}$.



Rys. 3. Dobowe wartości przepływu w przekrojach wodowskazowych Biłgoraj i Sokołówka w latach 2000-2013

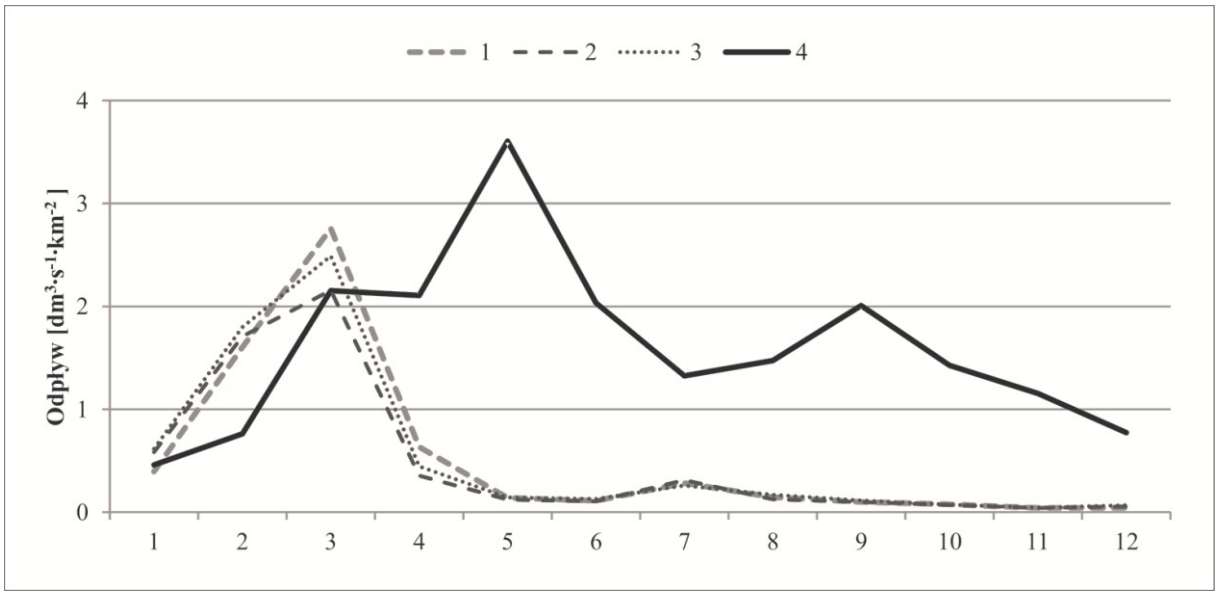
Fig. 3. Daily water flow at water gauges in Biłgoraj and Sokołówka in 2000-2013

1 - przekrój wodowskazowy Biłgoraj, 2 - przekrój wodowskazowy Sokołówka

1 - Biłgoraj water gauge, 2 - Sokołówka water gauge

Odpływ powierzchniowy

Średni miesięczny odpływ powierzchniowy obliczony wg algorytmu ET (Tomaszewski, 2001) dla przekroju Biłgoraj zmieniał się w zakresie 0-8,9 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. W ciągu badanego okresu największy odpływ powierzchniowy, powyżej 2,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, pojawiał się na przełomie zimy i wiosny, najczęściej w marcu, kwietniu oraz w maju, natomiast jego mniejsze wartości nieprzekraczające 2,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ obserwowano w okresie jesieni, najczęściej we wrześniu i październiku (rys. 4).



Rys. 4. Średnia wielkość odpływu powierzchniowego z rozdziału hydrogramu oraz komórek bazy danych GLDAS w poszczególnych miesiącach w okresie 2000-2013

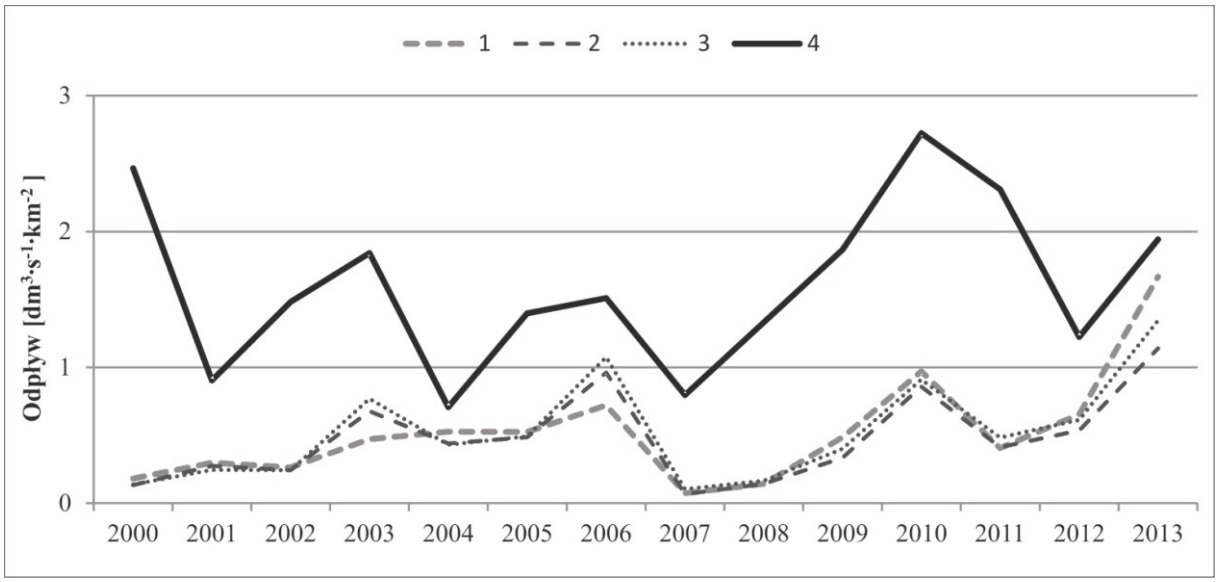
Fig. 4. Average value of surface runoff derived from the runoff hydrograph and GLDAS database grids in individual months in 2000-2013

1 - odpływ powierzchniowy z komórki k1, 2 - odpływ powierzchniowy z komórki k2, 3 - odpływ powierzchniowy z komórki k3, 4 - odpływ powierzchniowy z danych IMGW

1 - surface runoff from grid k1, 2 - surface runoff from grid k2, 3 - surface runoff from grid k3, 4 - surface runoff from IMGW data

Wielkość odpływu powierzchniowego wg danych z bazy danych GLDAS jest zróżnicowana pod względem czasowym, natomiast mniejsze dysproporcje obserwuje się w ujęciu przestrzennym. Wartości odpływu powierzchniowego z 3 komórek (rys. 1B), które zostały poddane analizie zawierały się w przedziale 0,0 - 8,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Najczęściej jego zmiany w analizowanych komórkach były synchroniczne (rys. 4), chociaż wystąpiły okresy w których obserwowano odmienne tendencje. W ciągu roku wielkość odpływu powierzchniowego w poszczególnych komórkach utrzymywała się na zbliżonym poziomie, natomiast istotne dysproporcje obserwowano w okresach największych jego wartości, a ich różnica wynosiła nawet 60%. W ciągu badanego okresu największy odpływ powierzchniowy, powyżej 1,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ pojawiał się w okresie zimy, najczęściej w lutym oraz marcu (rys. 4). Natomiast mniejsze odpływy, nieprzekraczające 0,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$,

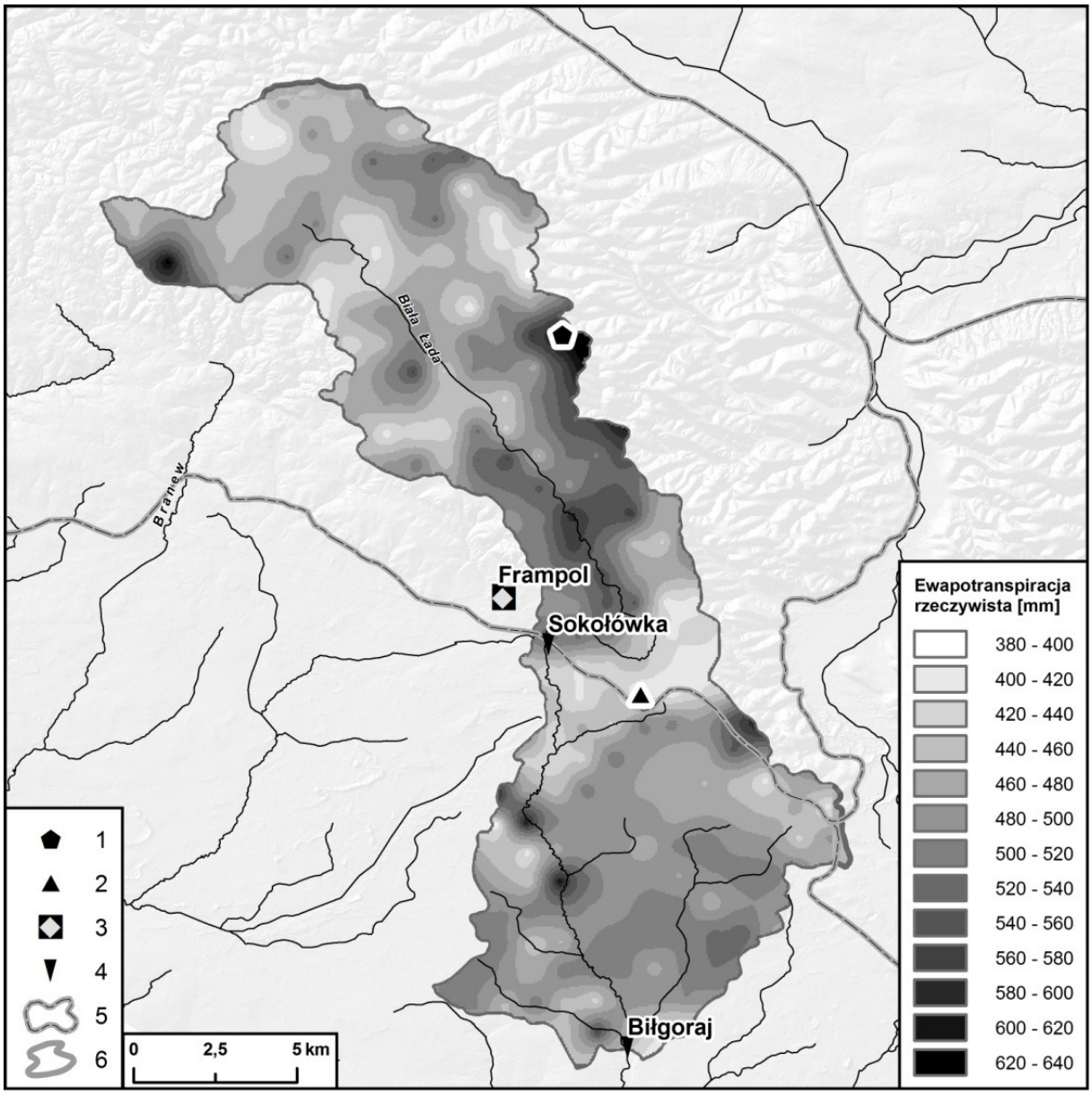
obserwowano w okresie lata najczęściej w lipcu i sierpniu. Największe dysproporcje w wielkości odpływu powierzchniowego wystąpiły pomiędzy komórkami k1 i k3, natomiast najmniejsze między komórkami k2 i k3.



Rys. 5. Wielkość odpływu powierzchniowego z rozdziału hydrogramu oraz komórek bazy danych GLDAS w latach 2000-2013 (oznaczenia jak na rys. 4)
Fig. 5. Surface runoff derived from the runoff hydrograph and GLDAS database grids in 2000-2013 (markers as in Fig. 4)

Tab. 2. Współczynniki korelacji liniowej w poszczególnych miesiącach pomiędzy odpływem powierzchniowym uzyskanym z danych z IMGW a danymi z bazy GLDS (* istotne na poziomie p<0,05; ** - p<0,01)
*Table 2. The linear correlation coefficients for particular months between surface runoff derived from IMGW and GLDAS databases (*significant at p<0,05 or **- p<0,01)*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
k1	-0,05	0,18	0,11	0,15	0,42	-0,07	-0,19	0,26	0,08	-0,11	0,07	**0,79****
k2	-0,09	0,14	0,21	0,18	**0,53***	-0,13	-0,14	0,07	-0,04	-0,12	-0,08	**0,70****
k3	-0,07	0,12	0,27	0,13	0,42	-0,18	-0,06	0,09	-0,10	-0,10	0,17	**0,76****



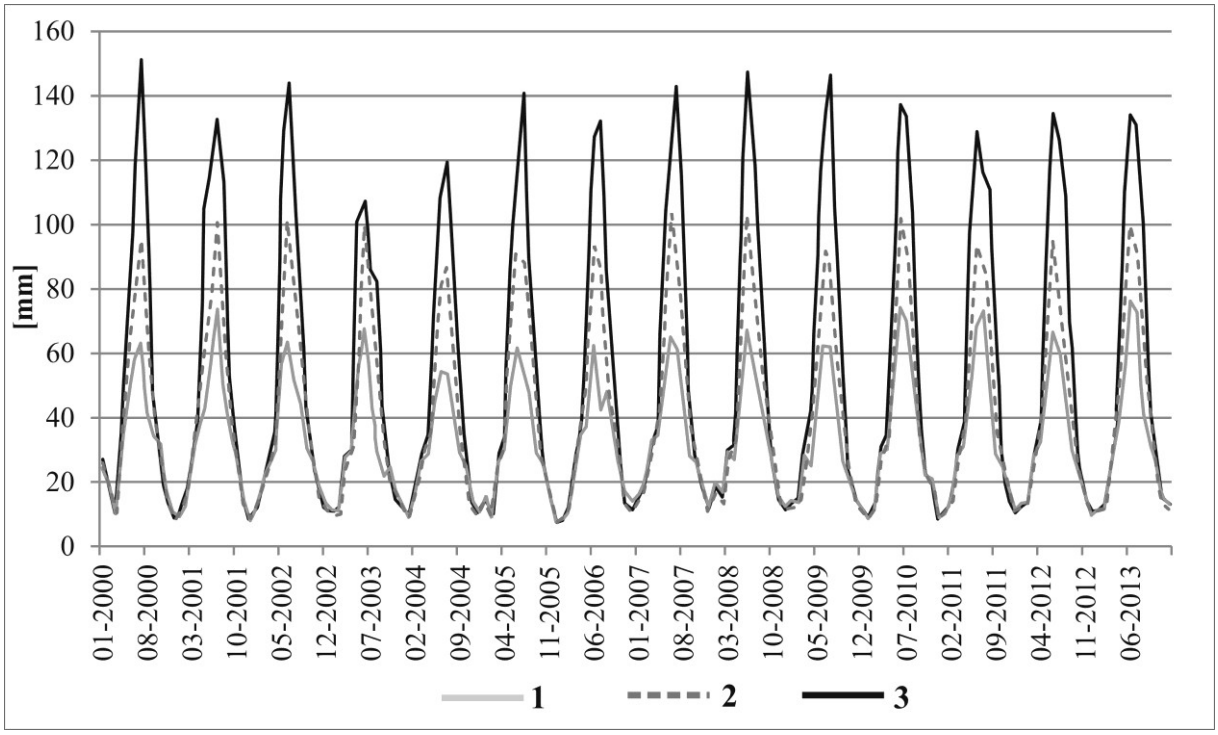
Rys. 6. Rozkład przestrzenny ewapotranspiracji rzeczywistej w zlewni Białej Łady w latach 2000-2013

Fig. 6. Spatial distribution of actual evapotranspiration in the Biała Łada catchment in 2000-2013

1- punkt położony w obszarze o największych wartościach ewapotranspiracji rzeczywistej, 2 - punkt położony w obszarze o najmniejszych wartościach ewapotranspiracji rzeczywistej, 3 - posterunek opadowy, 4 - przekroje wodowskazowe, 5 - granice jednostek fizjograficznych, 6 - granica zlewni

1 - point with the highest values of actual evapotranspiration, 2 - point with the lowest values of actual evapotranspiration, 3 - precipitation station, 4 - water gauges, 5 - borders of the physiographic units, 6 border of the catchment

Z porównania danych prezentujących wielkość odpływu powierzchniowego wynika, że istotna statystycznie współzmienność dotyczy jedynie grudnia (tab. 2). Odnosząc się do okresu całego roku nie można wskazać komórki, której wartości odpowiadają odpływowi powierzchniowemu odseparowanemu na hydrogramie odpływu. Ponadto zaznacza się sezonowa (rys. 5) zmienność zarówno w przypadku odpływu obliczonego, jak i komórek bazy JRC, lecz próba korelacji ich średnich rocznych wartości w ciągu analizowanego okresu nie pokazała istotnych zależności. Uzyskane wyniki wykazały, iż dane gridowe prezentujące zmienność odpływu powierzchniowego nie powinny być wykorzystywać do modelowania odpływu powierzchniowego w rejonie badań.



Rys. 7. Średnia miesięczna wartość ewapotranspiracji rzeczywistej w zlewni Białej Łady na tle jej zmian w dwóch punktach położonych w obszarach o minimalnych i maksymalnych wartościach w latach 2000-2013

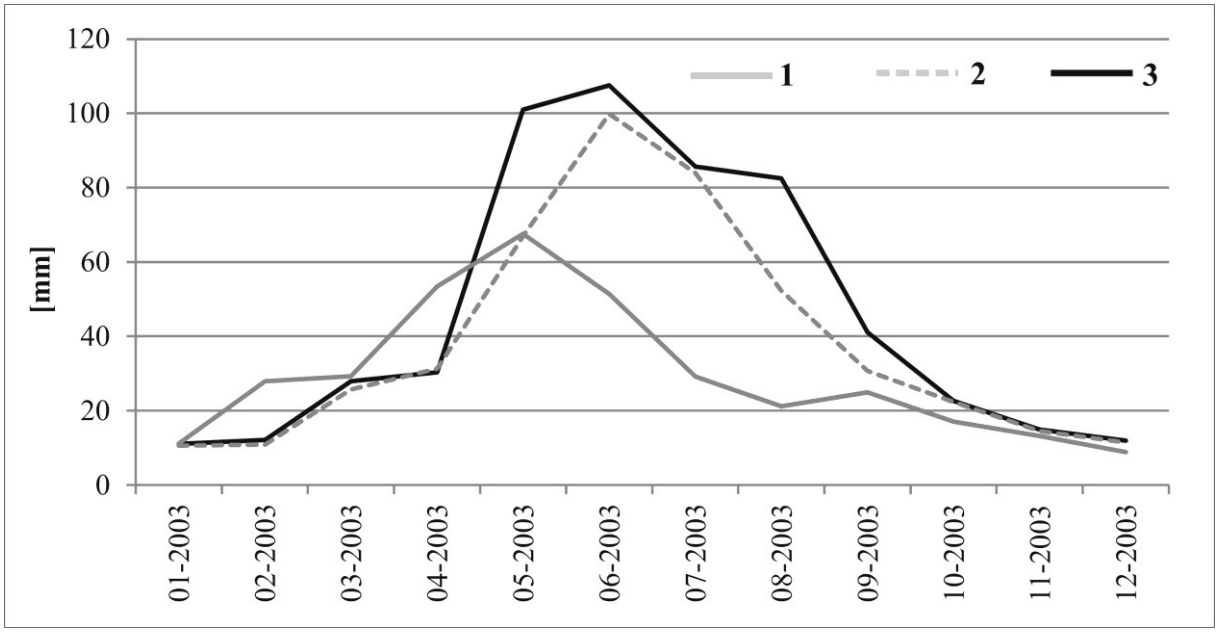
Fig. 7 Average monthly actual evapotranspiration in the Biała Łada catchment on the background of its changes at two points with minimum and maximum values in 2000-2013

1 - minimalna wartość ewapotranspiracji rzeczywistej, 2 - średnia wartość ewapotranspiracji rzeczywistej, 3 - maksymalna wartość ewapotranspiracji rzeczywistej

1 - minimum value of actual evapotranspiration, 2 - mean value of actual evapotranspiration, 3 - maximum value of actual evapotranspiration

Ewapotranspiracja rzeczywista

Uśrednioną zmienność przestrzenną ewapotranspiracji rzeczywistej (ET) w trakcie całego analizowanego okresu przedstawiono na rys. 6, natomiast jej zmiany sezonowe na rys. 7. Z rozkładu przestrzennego wynika, iż jej największe wartości powyżej 600 mm występowały w strefach wierzchowin, stoków i działów wodnych, które są porośnięte lasem oraz lokalnie w dolinie Białej Łady. Z obszarów tych najbardziej wyróżniają się te tereny, które cechują się dużymi deniwelacjami i północną ekspozycją stoków. Wartości poniżej 440 mm pojawiały się w strefach wododziałów nieporośniętych lasem oraz w centralnej części zlewni.



Rys. 8. Średnie miesięczne wartości ewapotranspiracji rzeczywistej w zlewni Białej Łady na tle jej zmian w dwóch punktach o minimalnych i maksymalnych wartościach w roku 2003

Fig. 8. Average monthly actual evapotranspiration at the background of its changes at two points located in different morphological situation in 2003

1 - minimalna wartość ewapotranspiracji rzeczywistej, 2 - średnia wartość ewapotranspiracji rzeczywistej, 3 - maksymalna wartość ewapotranspiracji rzeczywistej

1 - minimum value of actual evapotranspiration, 2 - mean value of actual evapotranspiration, 3 - maximum value of actual evapotranspiration

W badanym okresie zmiany ewapotranspiracji rzeczywistej były synchroniczne i miały taki sam przebieg w ciągu każdego roku. Na rys. 7 zaprezentowano zmiany ewapotranspiracji rzeczywistej w okresie 2000-2013 w dwóch punktach znajdujących się w obszarach o skrajnych jej wartościach. Wykres ten pokazał także dysproporcję pomiędzy wartościami ewapotranspiracji rzeczywistej, jakie uwidaczniają się w okresie letnim, natomiast jej szczegółowy przebieg w ciągu jednego roku (2003) pokazano na rys. 8.

Dyskusja

Z zestawienia wyników uzyskanych z bezpośrednich obserwacji i pomiarów oraz danych gridowych i satelitarnych wynika znaczna rozbieżność uzyskanych wartości, szczególnie odniesionych do okresu konkretnego roku. Podstawowa informacja hydrologiczna jaką jest wielkość opadów, określona z danych gridowych zaczerpniętych z bazy danych JRC, jest zaniżona w stosunku do naziemnych obserwacji prowadzonych w stacji opadowej, pomimo ich dobrej korelacji. Uzyskana z okresu 2000-2013 średnia wartość opadu 459,1 mm może być porównana do wielkości parowania terenowego (ewapotranspiracji rzeczywistej) w tym obszarze (482 mm). Moduł zasilania atmosferycznego, liczony w skali regionalnej, jak również ze stacji we Frampolu jest o 1/3 wyższy od uzyskanych wartości gridowych. Lepsze wyniki dotyczące porównania danych opadowych między bazą danych JRC a posterunkami opadowymi IMGW uzyskali M. Piniewski i M. Grygoruk (2009). Różnice w wynikach otrzymanych dla północno-wschodniej części Polski i analizowanego w tej pracy obszaru wynikają z wielkości pola badawczego. Zlewnia Białej Łady jest stosunkowo niewielka (nieco ponad 220 km^2) i dane opadowe dla tego obszaru pochodzą tylko z jednego posterunku opadowego, co utrudnia poprawne porównanie obu zbiorów danych.

Opad, odpływ oraz parowanie rzeczywiste najczęściej wykorzystywane są do szacowania bilansów wodnych zlewni. W niniejszym opracowaniu podjętą taką próbę, ale tylko w odniesieniu do danych z IMGW i ewapotranspiracji rzeczywistej z danych MODIS. Dane MODIS

przedstawiające ewapotranspirację rzeczywistą o miesięcznej rozdzielczości czasowej i pochodzą z bazy obserwacji satelitarnych MODIS o oznaczeniu kodowym MOD16. Zbiór danych MOD16 został stworzony przy użyciu algorytmu zaproponowanego przez Mu i in. (2007), a następnie poprawionego przez Q. Mu i in. (2011). Według przyjętych założeń ewapotranspiracja rzeczywista wyliczona jest na podstawie wzoru Penman-Monteith (Monteith, 1965) dla okresów dobowych, a następnie przeliczona na dane miesięczne. Wykorzystane dane obejmują najnowszą wersję nr 5 i powstały w oparciu o dwa typy danych: teledetekcyjne i meteorologiczne. Dane teledetekcyjne obejmowały pokrycie terenu, wskaźniki LAI i FPAR oraz albedo powierzchni czynnej. Dane meteorologiczne pozyskiwane były z reanaliz i obejmowały: temperaturę, ciśnienie i wilgotność powietrza, oraz wartość promieniowania całkowitego.

Uzyskane wartości ewapotranspiracji rzeczywistej zestawione zarówno dla okresów rocznych jak i wielolecia były zbliżone do wielkości obliczonych innymi metodami, np. z bilansu wodnego czy metody Konstantinowa (Michalczyk, 1976). Średnia wartość ewapotranspiracji rzeczywistej dla lat 2000-2013 wynosiła 482 mm, a w poszczególnych latach zmieniała się od 457 do 511 mm, co wskazuje na dużą jej stabilność (tab. 3)**.** Należy podkreślić, że uśrednione wartości ewapotranspiracji rzeczywistej stosunkowo mało różnią się od wielkości uzyskiwanych z różnicy opadu i odpływu, w okresie całego wielolecia 2000-2013 – tylko 2,3% (tab. 3). Nieco większe różnice między wartościami ewapotranspiracji rzeczywistej, a obliczonej stwierdza się w konkretnych latach, co wynika z różnicy retencji, czyli nieuwzględniania rocznych zmian zasobów wodnych w zlewni (tab. 3). Jednakże należy pamiętać, że dysponując wartościami ewapotranspiracji i sumą opadu nie można bezpośrednio określić wielkości odpływu, gdyż nie są znane zmiany retencji w zlewni. Wynika to z różnych skal czasowych obiegu wody. Opad, jako zjawisko losowe, może spływać po powierzchni lub być zatrzymany w środowisku. Natomiast ewapotranspiracja rzeczywista jest uzależniona głównie od temperatury i stanu rozwoju roślinności, co w skali czasu nie ulega istotnym zmianom, zarówno sezonowym jak i wieloletnim.

Tab. 3. Średni opad, odpływ oraz ewapotranspiracja rzeczywista i obliczona w latach 2000-2013

Table. 3. Average precipitation, runoff, actual and calculated evapotranspiration in 2000-2013

Rok	Opad (P) [mm]	Straty (ewapotranspiracja rzeczywista - ET) [mm]	Odpływ (H) [mm]	E = P - H [mm]	Różnica % między ewapotranspiracją rzeczywistą a obliczoną
2000	694,1	477,0	237,9	456,2	-4,5
2001	761,2	490,1	203,4	557,8	12,1
2002	718,8	502,9	225,8	493,0	-2,0
2003	579,3	460,6	189,8	389,5	-18,2
2004	702,8	456,6	177,7	525,1	13,0
2005	635,4	473,5	186,9	448,5	-5,5
2006	604,1	462,4	172,4	431,7	-7,1
2007	730,4	510,9	162,5	567,9	10,0
2008	742,5	488,7	194,5	548,0	10,8
2009	786,2	461,5	227,4	558,8	17,4
2010	846,8	504,5	264,4	582,4	13,3
2011	726,4	493,2	276,4	450,0	-9,6
2012	678,6	472,6	193,7	484,9	2,5
2013	711,6	493,1	216,8	494,8	0,3
średnia	708,4	481,9	209,3	499,1	2,3

Wnioski

Uzyskane wyniki porównawcze dotyczące wielkości opadu z posterunku IMGW oraz danych opadowych z ogólnodostępnej bazy danych JRC wykazały różnice w jego wartościach w ciągu roku. Mniejsze współczynniki korelacji uzyskano dla wartości odpływu powierzchniowego odseparowanego z podziału hydrogramu oraz danych bazy GLDAS. Wskazuje to, iż te dwa „produkty" przestrzenne nie mogą być wykorzystywane np. w szacowaniu zasobności wodnej małych zlewni znajdujących sie w strefie pogranicza Wyżyny Lubelskiej i Kotliny Sandomierskiej. Natomiast interesującą bazą danych jest baza danych MODIS, która udostępnia wiele charakterystyk meteorologicznych, wśród których są dane o ewapotranspiracji rzeczywistej. Próba ich wykorzystania w tworzeniu

bilansu wodnego dla małej zlewni dała bardzo obiecujące wyniki, które wskazują na możliwość ich stosowania nawet w przypadku niewielkich zlewni. Kolejną cechą podnoszącą wartość tych danych jest to, że dają one obraz przestrzenny, co jest niemożliwe do uzyskania w przypadku małych obszarów, gdy do szacowania ewapotranspiracji rzeczywistej wykorzystuje się dane ze stacji meteorologicznych, które często są położone w znacznej odległości od obszaru badań.

Wyniki badań w niniejszej publikacji są efektem realizacji projektu pt. "Zasilanie i drenaż w strefie pogranicza Wyżyny Lubelskiej i Roztocza", finansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2012/05/N/ST10/03963.

Literatura

Buraczyński J., 1999, *Roztocze*, Wyd. UMCS, Lublin.

Chabudziński Ł., Michalczyk Z., 2014.,*Odpływ podziemny w wybranych zlewniach zachodniej części Roztocza,* Monografia KGW PAN, nr 20 (2), s. 317-328.

Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S., 2011, *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137 (656), p. 553-597.

Friedl M.A., Sulla - Menashe D., Tan B., Schneider A., Ramankutty N., Sibley A., Huang X., 2010, *MODIS Collection5 global land cover: Algorithm refinements and characterization of new datasets,* Remote Sensing of Environment, 114, p. 168-182.

Malinowski J., 1974, *Hydrogeologia Roztocza Zachodniego*, „Prace Hydrogeologiczne, s. spec.", z. 6, s. 91.

Mapa Podziału Hydrograficznego Polski wykonana przez Zakład Hydrografii i Morfologii Koryt Rzecznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej na zamówienie Ministra Środowiska i sfinansowana ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. *http://mapa.kzgw.gov.pl/*

Michalczyk Z., 1976, *Monografia hydrograficzna dorzecza Łady* (maszynopis pracy doktorskiej)

Monteith, J. L., 1965, *Evaporation and environment. The state and movement of water in living organisms,* Symposium of the society of experimental biology. Cambridge: Cambridge University Press, vol. 19, p. 205-234.

Mu Q., Heinsch F. A., Zhao M., Running S. W., 2007, *Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology dat*a. Remote Sensing of Environment 111, p. 519-536.

Mu Q., Zhao M., Running S. W., 2011, *Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm*, Remote Sensing of Environment, 115, p. 1781-1800.

Pruchnicki J., 1987, *Metody opracowań klimatologicznych,* PWN, Warszawa, 203 s.

Rodell M., Houser P. R., Jambor U., Gottschalck J., Mitchell K., Meng C.-J., Arsenault K., Cosgrove B., Radakovich J., Bosilovich M., Entin J. K., Walker J. P., Lohmann D. Toll D., 2004, *The Global Land Data Assimilation System*, Bulletin of the American Meteorological Society, 85 (3), p. 381-394.

Tomaszewski E., 2001, *Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971-1990*. Acta Geogr. Lodz., 79, Łódź, s. 1-149.

Piniewski M., Grygoruk M., 2009, *Ocena zasilania opadem zlewni nizinnej z wykorzystaniem danych MARS-STAT na przykładzie górnej Narwi*, Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, nr 43 (1), s. 2-12.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

CIEŚLIŃSKI ROMAN

Uniwersytet Gdański, Wydział Geografii i Oceanografii, Katedra Hydrologii

WIELKOŚĆ I PRZYCZYNY ZARASTANIA JEZIOR NA TERENIE GDAŃSKA

THE SIZE AND CAUSES OVERGROWTH FOR LAKES IN GDANSK

Streszczenie. Celem pracy jest zbadanie wielkości zarastania wybranych jezior położonych na terenie miasta Gdańska przy pomocy Geograficznych Systemów Informacyjnych (GIS) i przy wykorzystaniu zdjęć satelitarnych oraz lotniczych pochodzących z programu Google Earth. Do badań wybrano jeziora o powierzchni większej niż 1 ha, tj. jeziora: Ptasi Raj, Karaś, Pusty Staw i Jasień. Analiza zarastania jezior została wykonana przy pomocy programu Google Earth Plus i aplikacji GELink. Badania przeprowadzono w dwóch okresach - ciepłym i chłodnym roku hydrologicznego 2010. Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że na terenie Gdańska występują obiekty, których zarastanie jest wyjątkowo intensywne. Są to jeziora Ptasi Raj i Karaś, gdzie główną przyczyną takiego stanu rzeczy są krzyżujące się na terenie ich zlewni szlaki wędrówek ptaków oraz liczne ich gniazdowania na powierzchni wodnej, które dostarczają do jezior duże ilości związków biogennych. Również warunki naturalne w postaci ich morfometrii (płytkość zbiornika) oraz położenia geograficznego (bliskość morza oraz sąsiedztwo wydm) wpływa na przyspieszone tempo ich zarastania. Pewien wpływ na wielkość zarastania obu zbiorników ma także ich otwartość hydrologiczna na oddziaływania ze strony morza i zaplecza lądowego. Na pozostałych obiektach (jeziora Pusty Staw i Jasień) zarastanie nie jest widoczne aż tak intensywnie jak w przypadku poprzednich jezior. Przyczyna i intensywność zarastania w każdym z obiektów jest inna, ponieważ różna jest struktura użytkowania terenu w poszczególnych zlewniach.

Abstract. The aim of the study is to determine the size of the overgrowing of selected lakes located in the city of Gdansk using Geographical Information Systems (GIS) and the use of satellite and aerial images from Google Earth. Selected for the lakes with area larger than one hectare, ie. Ptasi Raj, Karaś, Pusty Staw i Jasień. Analysis was performed overgrowing lakes using Google Earth Plus and applications GeLink. The study was performed for the two periods - warm and cool the hydrological year 2010. Based on these results it can be concluded that for the Lake Ptasi Raj and Lake Karas overgrowing is extremely intense. The main reason for this is the fact that in their catchment hiking trails intersect stalemate, that provide large amounts of nitrogen and phosphorus to lakes. Also important are local hydrological and hydrographic conditions. On the other objects not visible overgrowing so intensely. Cause and intensity of overgrowth in each of the objects is different because different is the structure of land use in individual catchments and very human pressures in their catchments.

Słowa kluczowe: Gdańsk, jeziora, zarastanie, okres ciepły i chłodny, użytkowanie terenu, warunki hydrologiczne
Keywords: Gdańsk, lakes, overgrowing, the warm and cool period, land use, hydrological conditions

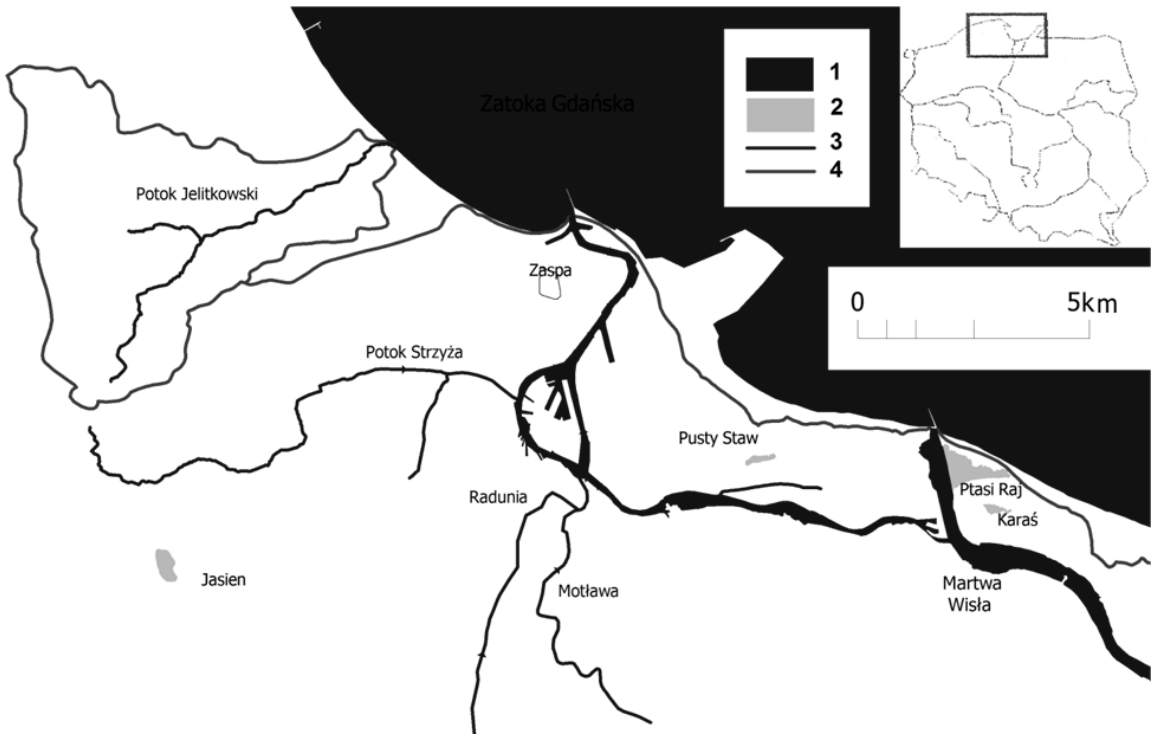
Wstęp

Jeziora są obiektami krótkotrwałymi w skali geologicznej (Choiński i in., 2014). Przyczyn zaniku jezior jest wiele, choć problem ten jest jeszcze ciągle mało znany. Z problemem tym wiążą się bowiem liczne pytania, m.in. czy tempo zaniku jezior jest względnie stałe, jaki udział w zaniku ma człowiek, a jaki warunki naturalne, która składowa zaniku jest bardziej istotna – pionowa czy pozioma, na które do dnia dzisiejszego nie ma zadowalających odpowiedzi (Choiński, 2014). Do najważniejszych przyczyn zaniku jezior zaliczyć należy zarastanie szczególnie dobrze widoczne w jeziorach z szeroką strefą litoralną i z licznymi wypłyceniami (Choiński, 2014), zasypanie, wyschnięcie lub spłynięcie (Xuetao i in., 2002). Z kolei według A. Choińskiego (2007) istnieją dwa czynniki, odpowiedzialne za zanik jezior na świecie, które często występują wspólnie. Jest to zmienność poziomu wód jezior oraz przyrost osadów w misie jeziornej. Pierwszy czynnik ma wiele przyczyn, takich, jak: zmiany klimatu, powodujące zróżnicowane zasilanie poziomów wodonośnych, przekształcenie obszaru zlewni, a także prace hydrotechniczne i wielkopromienne odwodnienie obszaru przez zmeliorowanie (Choiński, 2014). Z kolei przyrost osadów dennych następuje poprzez: przyrost masy biogenicznej, wytrącanie związków chemicznych, procesy eoliczne, czy sedymentację osadów okruchowych nanoszonych przez cieki oraz koluwia i deluwia deponowane w jeziorze (Choiński, 2007; Diatta i in., 2014). Wymiernym efektem wypłycania i zarastania jezior jest zmiana ich batymetrii (Ławniczak i in., 2011; Ptak, Ławniczak, 2011; Ptak i in., 2013), jak i zmiany powierzchni, widoczne na materiałach kartograficznych (Marszelewski, Adamczyk, 2004; Piasecki, 2013).

Jeziora to obiekty, które przechodzą przez różnego rodzaju stadia rozwoju. Według A. Choińskiego (2000) proces ewolucji zbiornika jeziornego zależy od wielu czynników. Składają się na to takie elementy, jak: typ genetyczny misy jeziora, parametry morfometryczne, lokalizacja w danej strefie klimatycznej, wielkość zlewni i usytuowanie w niej jeziora, bilans wody, a także wpływ antropopresji na obieg wody w zlewni. Szczególnie ten ostatni element ma obecnie decydującą rolę w przemianach stosunków wodnych w danej zlewni. Od II połowy XX wieku obserwuje się bowiem

intensyfikację zarastania jezior (ich eutrofizację), poprzez wzmożone doprowadzanie do jeziora substancji biogennych, w postaci nawozów sztucznych (Schindler i in., 2008), a także zmiany w strukturze użytkowania ich zlewni, zwiększoną urbanizację i produkcję ścieków socjalno-bytowych oraz wzrost ilości prac melioracyjnych (Boqiang, 2002).

Głównym celem pracy jest określenie wielkości zarastania wybranych jezior zlokalizowanych na terenie miasta Gdańska przy użyciu Geograficznych Systemów Informacyjnych (GIS) i wykorzystaniu zdjęć satelitarnych oraz lotniczych pochodzących z programu Google Earth. Do badań wybrano zbiorniki o powierzchni większej niż jeden hektar tj. jeziora: Ptasi Raj, Karaś, Pusty Staw i Jasień (rys. 1).



Rys. 1. Lokalizacja obiektów badań

Fig. 1. Location of measurement objects

1 - wody, 2 - jeziora, 3 - cieki, 4 - dział wodny I rzędu

1 - water, 2 - lakes, 3 - rivers, 4 - watershed of the first order

Metody pracy

Główne prace polegały na kwerendzie materiałów źródłowych oraz pracach kameralnych, a także weryfikacji terenowej uzyskanych wyników. Szkice hydrograficzne zlewni oraz map użytkowania terenu wykonano przy pomocy oprogramowania MapInfo Professional 10.5.

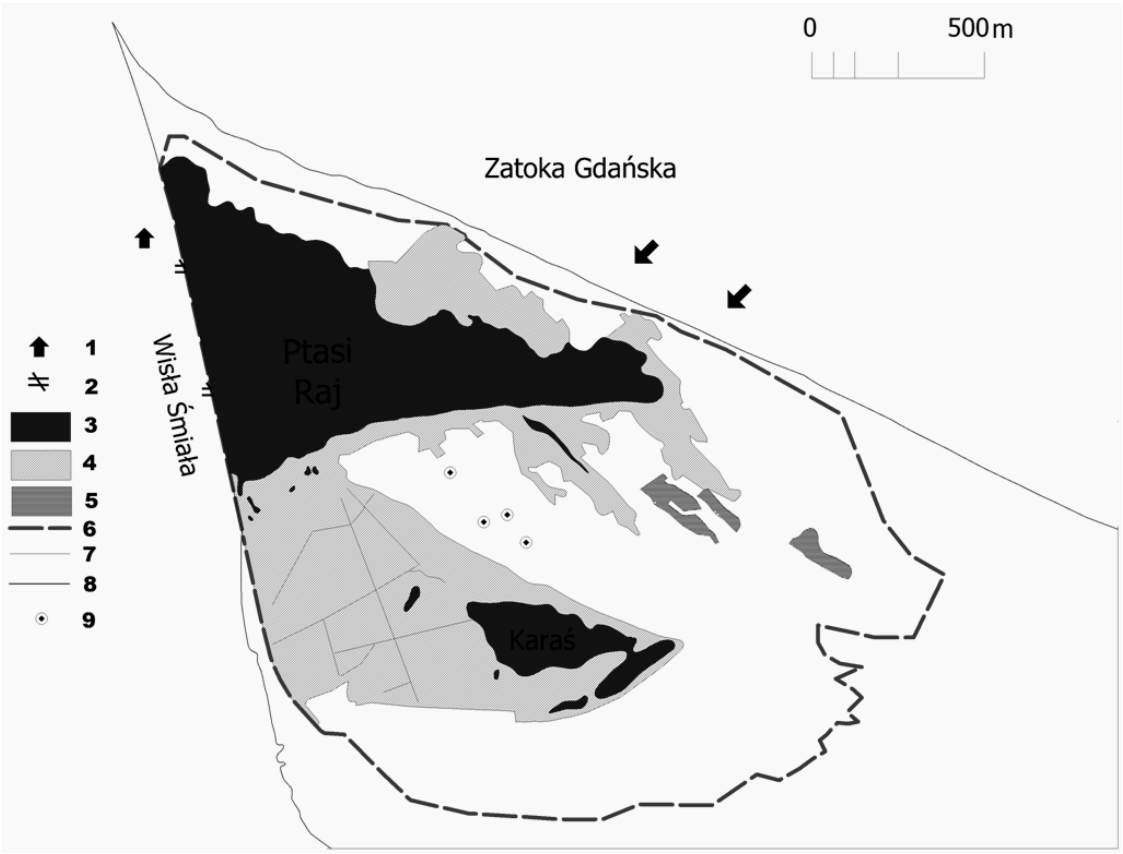
Na podkładach map topograficznych w skali 1:10 000 w układzie 1992 (N-34-50-C-d-4, N-34-50-D-c-3, N-34-50-D-c-4, N-34-50-C-d-1, N-34-49-D-d-4, N-34-50-C-c-3) wyrysowano granice zlewni badanych jezior oraz użytkowanie terenu. W tym drugim przypadku dane uzupełniono o wykorzystanie zdjęć satelitarnych (Google Earth).

Analiza zarastania jezior została wykonana przy pomocy programu Google Earth Plus oraz programu MapInfo Professional 10.5. W analizie zarastania jezior wykorzystano również aplikacje GELink, przy pomocy której dokonano analizy zmiany kształtu linii brzegowej jezior. Badania wykonano dla dwóch okresów – ciepłego i chłodnego roku hydrologicznego 2010.

Charakterystyka morfometryczna i hydrologiczna analizowanych jezior

Ptasi Raj i Karaś. Powierzchnia całkowita zlewni obu jezior wynosi 2,7 km^2. Wody powierzchniowe zlewni stanowią 22,3%, z czego tylko 0,34% stanowią oczka, które są zlokalizowane na terenach podmokłych w centralnej część zlewni (rys. 2). Na terenie zlewni występują też obiekty linowe w postaci kanałów melioracyjnych. Całkowita ich długość wynosi 1640 m, zaś średnia szerokość 0,5 m (Raśkiewicz, Cieśliński, 2007).

Powierzchnia Jeziora Ptasi Raj wynosi 50,8 ha, zaś Jeziora Karaś 11,3 ha. Głębokość maksymalna i średnia pierwszego z nich wynoszą odpowiednio 3,10 m i 1,88 m, natomiast drugiego 2,79 m i 1,45 m. Objętość Jeziora Ptasi Raj wynosi 854,1 tys. m^3, zaś Jeziora Karaś 160,1 tys. m^3. Hipotetycznie według wskaźnika trwałości basenu Kerekesa (1977) Jezioro Ptasi Raj zniknie za 188,1 lat, natomiast Jezioro Karaś zniknie za 73,8 lat (tab. 1).



Rys. 2. Szkic hydrograficzny zlewni Jeziora Ptasi Raj i Karaś

Fig. 2. Hydrographic sketch of lake Ptasi Raj and Karaś catchment

1- kierunek płynięcia, 2 - przepusty hydrotechniczne, 3 - zbiorniki wodne, 4 - tereny podmokłe stale, 5 - tereny podmokłe okresowo, 6 - granica zlewni, 7 - kanały i rowy melioracyjne, 8 - linia brzegowa, 9 - izolowane zagłębienia bezodpływowe pochodzenia antropogenicznego

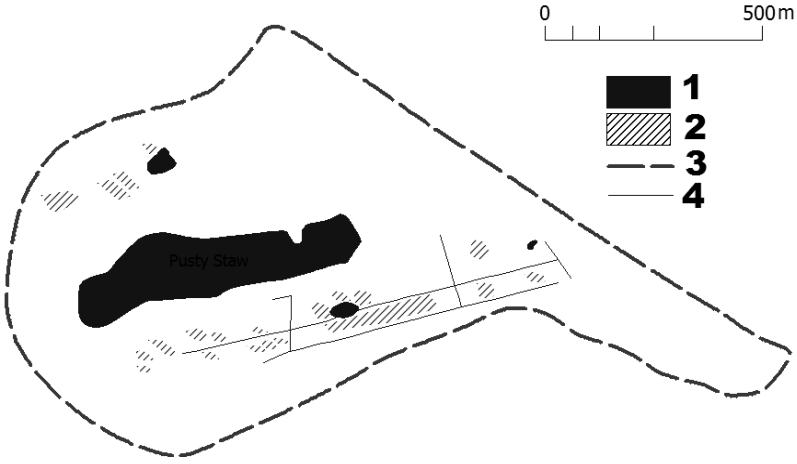
1 - direction of flow, 2 - hydraulic culverts, 3 - lakes, 4 - permanent wetlands, 5 - periodically wetlands, 6 - catchment boundary, 7 - canals and ditches, 8 - coastline, 9 - isolated depressions without outflow of anthropogenic origin

Pusty Staw. W zlewni jeziora, poza nim, znajdują się dodatkowo trzy zbiorniki zlokalizowane na obszarach podmokłych (rys. 3). Obszary podmokłe zajmują 2,91% powierzchni zlewni i znajdują się w północnej oraz w południowej części zlewni. Na terenie zlewni w południowej części występują także obiekty linowe w postaci kanałów melioracyjnych, których łączna długość wynosi 2033 m. Jezioro Pusty Staw jest niewielkim zbiornikiem o powierzchni 7,5 ha (Tylmann, 2003) i stosunkowo płytkim. Jego głębokość maksymalna wynosi zaledwie 3 m (Tylmann, 2005). Objętość jeziora wynosi 70 tys. m^3. Hipotetycznie według wskaźnika trwałości basenu jezioro to zniknie za 60,9 lat (tab. 1).

Tab. 1. Cechy morfometryczne jezior: Ptasi Raj, Karaś, Pusty Staw i Jasień
Table 1. Morphometric characteristics of lake: Ptasi Raj, Karaś, Pusty Staw and Jasień

Cechy morfometryczne	*Ptasi Raj* [3]	*Karaś*[3]	*Pusty Staw*	*Jasień*
Powierzchnia A_0 [ha]	50,80	11,30	7,50[1]	21,00[1]
Długość jeziora L [m]	1335,00	562,00	670,00[1]	800,00[1]
Szerokość maksymalna B_{max} [m]	803,00	264,00	150,00[1]	400,00[1]
Głębokość maksymalna h_{max} [m]	3,10	2,79	3,00[1]	2,80[1]
Głębokość średnia $h_{śr.}$ [m]	1,88	1,45	0,60	1,50
Objętość V [tys. m^3]	854,10	160,10	70,00[2]	284,20[2]
Długość linii brzegowej l [m]	4589,00	2169,00	1150,00[2]	1870,00[2]
Wskaźnik rozwinięcia linii brzegowej K	1,82	1,83	1,99	1,75
Wskaźnik trwałości basenu jeziornego BPI wg Kerekesa (1977) [lata]	188,10	73,80	60,90	151,97

1 - Tylman (2003), 2 - Jańczak (1997), 3 - Cieśliński (2011)

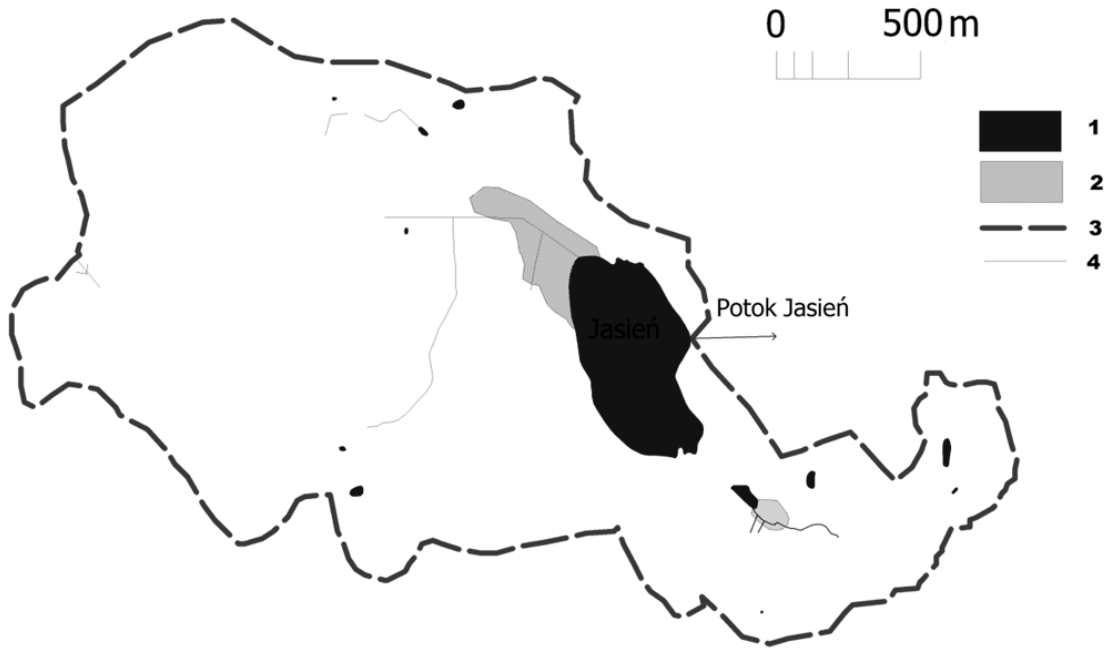


Rys. 3. Szkic hydrograficzny zlewni Jeziora Pusty Staw
Fig. 3. Hydrographic sketch of lake Pusty Staw

1 - wody, 2 - tereny podmokłe, 3 - działa wodny, 4 - kanały i rowy melioracyjne
1 - waters, 2 - wetlands, 3 - watershed, 4 - canals and drainage ditches

Jasień. Jezioro Jasień jest zbiornikiem przepływowym. Jezioro to położone jest w górnej części zlewni Strzyży. Powierzchnia całkowita zlewni wynosi 3,90 km^2. Na terenie zlewni występuje wiele mniejszych zbiorników (rys. 4), których powierzchnia całkowita wynosi 1,17 ha. Powierzchnia mokradeł wynosi natomiast 1,18% całkowitej powierzchni zlewni.

Jezioro Jasień jest małym zbiornikiem o powierzchni 21 ha. Jezioro to jest płytkim zbiornikiem, jego głębokość maksymalna wynosi zaledwie 2,8 m. Hipotetycznie według wskaźnika trwałości basenu jezioro to zniknie za 151,97 lat (tab. 1).



Rys. 4. Szkic hydrograficzny zlewni Jeziora Jasień
Fig. 4. Hydrographic sketch of Lake Jasień

1 - wody, 2 - tereny podmokłe, 3 - działa wodny, 4 - kanały i rowy melioracyjne
1 - waters, 2 - wetlands, 3 - watershed, 4 - canals and drainage ditches

Struktura użytkowania terenu

Ptasi Raj i Karaś. Aktualna struktura użytkowania zlewni obu jezior (rys. 5) jest odbiciem ich genetycznej złożoności. Obecność człowieka na tym terenie jest widoczna poprzez system kanałów melioracyjnych, kamienną groblę obdzielającą Jeziora Ptasi Raj od Wisły Śmiałej oraz poprzez nasadzanie olszy czarnej. Największą powierzchnię zajmują lasy, które stanowią 45,93% całkowitej powierzchni zlewni. Obszary wodne stanowią 22% powierzchni zlewni, a mokradła 26%, które znajdują się między jeziorami oraz najbliższym im sąsiedztwie. W północnej części zlewni znajdują się wydmy, które stanowią ok. 5% powierzchni zlewni (rys. 5).



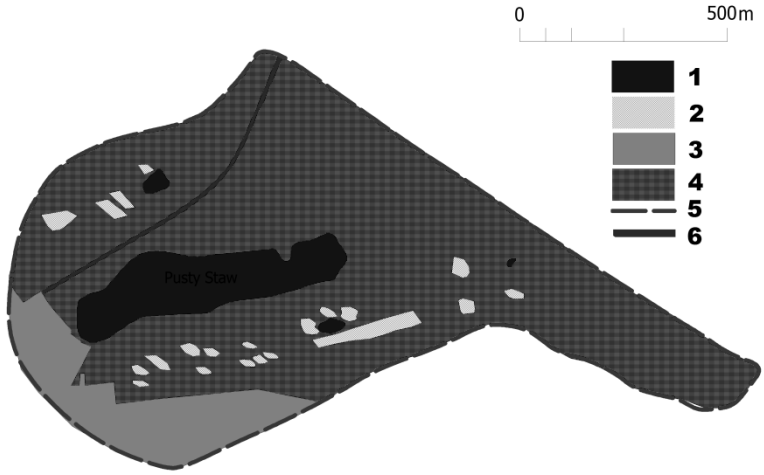
Rys. 5. Struktura użytkowanie terenu na obszarze zlewni Jeziora Ptasi Raj i Karaś
Fig 5. The structure of land use in the catchment area of the Lake Ptasi Raj and Karaś

1 - wody, 2 - mokradła, 3 - wydmy, 4 - lasy, 5 - granica zlewni, 6 - linia brzegowa, 7 - grobla
1 - waters, 2 - wetlands, 3 - dunes, 4 - forests, 5 - catchment boundary, 6 - coastline, 7 - dam

Źródło (source): Ropel, 2012

Pusty Staw. W strukturze użytkowania terenu zlewni Pustego Stawu dominują lasy, które stanowią aż 75,51% powierzchni zlewni. W dalszej kolejności występują obszary przekształcone antropogenicznie, które zajmują 11,53% powierzchni zlewni. Obszary te znajdują się w południowej części zlewni (rys. 6).

Jasień. W strukturze użytkowania terenu zlewni Jeziora Jasień dominują grunty orne, łąki i pastwiska (Tylman, 2003), które stanowią aż 71,01% powierzchni zlewni (rys. 7). Obszary przekształcone antropogenicznie stanowią 19,05% powierzchni zlewni, obejmując osiedle domków jednorodzinnych znajdujące się w południowej części zlewni oraz część osiedla, które znajduje się w północnej części zlewni (rys. 7). Drogi stanowią 2,26% powierzchni zlewni.



Rys. 6. Struktura użytkowanie terenu na obszarze zlewni Jeziora Pusty Staw

Fig. 6. The structure of land use in the catchment area of the Lake Pusty Staw

1 - wody, 2 - mokradła, 3 - tereny przekształcone antropogenicznie, 4 - lasy, 5 - granica zlewni, 6 - droga

1 - waters, 2 - wetlands, 3 - anthropogenically transformed areas, 4 - forests, 5 - catchment boundary, 6 - road

Źródło (source): Ropel, 2012



Rys. 7. Struktura użytkowanie terenu na obszarze zlewni Jeziora Jasień

Fig. 7. The structure of land use in the catchment area of the Lake Jasień

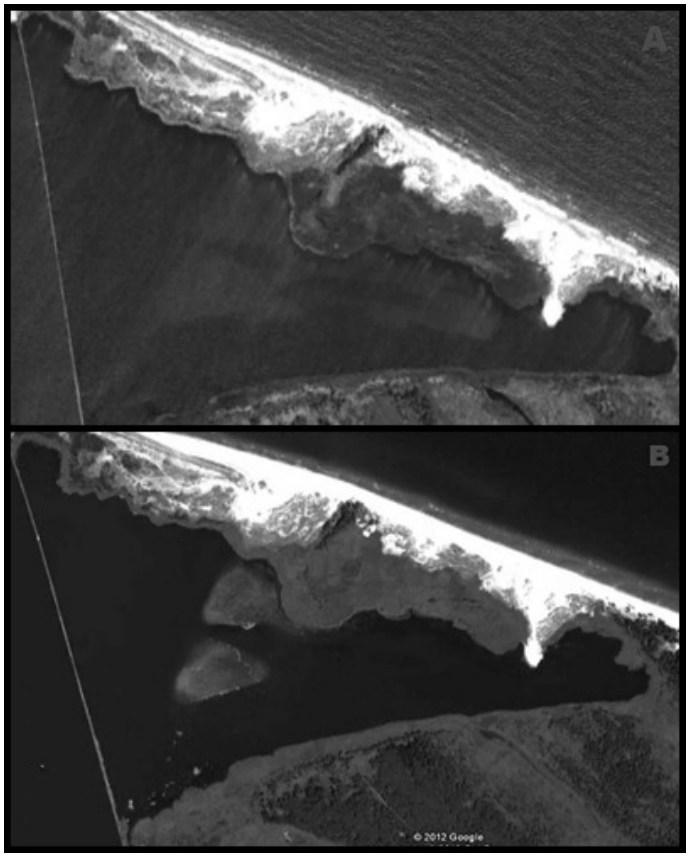
1 - wody, 2 - mokradła, 3 - obszary przekształcone antropogeniczne, 4 - grunty orne, łąki, pastwiska , 5 - granica zlewni, 6 - drogi, 7 - drogi ekspresowe

1 - waters, 2 - wetlands, 3 - anthropogenically transformed areas, 4 - arable land, meadows, pastures, 5 - catchment boundary, 6 - way, 7 - way express

Żródło (source): Ropel, 2012

Zarastanie jezior Gdańska

Ptasi Raj i Karaś. Jezioro Ptasi Raj jest obiektem, na którym zarastanie jest bardzo dobrze widoczne na zdjęciach satelitarnych. Najbardziej widoczna jest sezonowość zarastania misy jeziornej. Porównując stan z okresu chłodnego (05.10.2010) do okresu ciepłego (21.07.2010) (rys. 8), widać znaczą różnic między kształtem linii brzegowej zwłaszcza w północno- wschodniej części jeziora.



Rys. 8. Zdjęcia satelitarne Jeziora Ptasi Raj z (A): 05.10.2010, (B): 21.07.2010
Fig. 8. Satellite Photos of Lake Ptasi Raj with (A): 05.10.2010, (B): 21.07.2010

Źródło (source): Google Earth

W centralnej części jeziora w okresie ciepłym (rys. 8B) występują dwa wykwity o łącznej powierzchni 4,41 ha, z czego najbardziej wysunięty na północ ma powierzchnię 2,20 ha. Wykwit zlokalizowany bardziej na południe ma powierzchnię 1,95 ha.

Jezioro to na zdjęciach satelitarnych w okresie letnim ma kolor zielonkawy przechodzący w brunatnozielony (rys. 8), co świadczy o stanie eutroficznym jeziora (Ciołkosz i in., 1999).

Sezonowość zarastania dużo bardziej widoczna jest na Jeziorze Karaś. Linia brzegowa całkowicie zmienia swój kształt. Powierzchnia jeziora między

okresem zimnym a ciepłym zmniejsza się o ok. 3 ha (rys. 9). W okresie ciepłym (rys. 9B) widzimy jak wydzielają się dwie misy jeziorne - jedna mniejsza wschodnia, druga większa zachodnia.

Jezioro Karaś przyjmuje identyczne zabarwienie na zdjęciach satelitarnych (rys. 9) co jezioro Ptasi Raj (rys. 8) co świadczy również o stanie eutroficznym obiektu.



Rys. 9. Zdjęcia Satelitarne Jeziora Karaś z (A): 30.10.2011, (B): 21.07.2010
Fig. 9. Satellite Photos of Lake Karas (A): 30.10.2011, (B): 21.07.2010

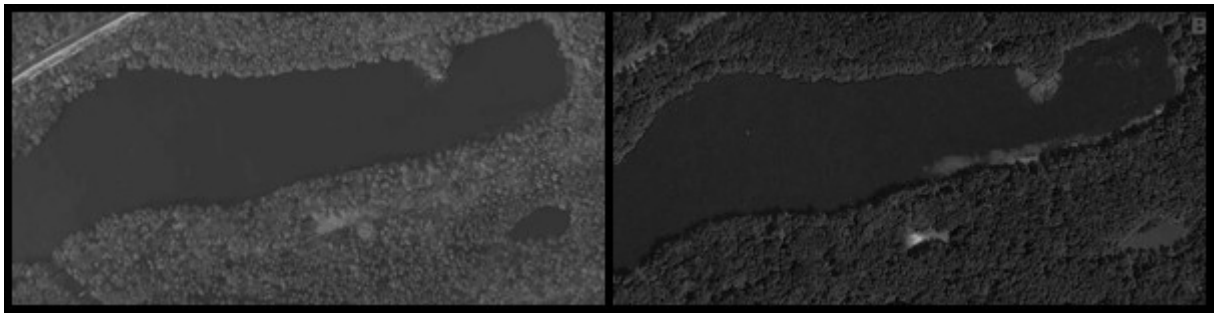
Źródło (source): Google Earth

Główną przyczyną zarastania analizowanych zbiorników są prawdopodobnie odchody ptaków, które na ogół nie stanowią poważnego obciążenia dla wód, natomiast mogą być znacznym obciążeniem w przypadku dużych skupisk ptactwa (Kajak, 1979). Obszar zlewni jeziora Ptasi Raj pokrywa się z obszarem rezerwatu Ptasi Raj. Według danych ze Standardowego Formularza Natura 2000 na Obszarze Specjalnej Ochrony „Ujście Wisły", w której skład wchodzi rezerwat Ptasi Raj, stwierdzono 22 gatunki ptaków wodno-błotnych odbywających lęgi. Ptactwo to wprowadza do ekosystemu jeziornego związki azotu i fosforu. Według Z. Kajaka (1979) przy dużych skupiskach ptaków ilość wyprodukowanego azotu wynosi około 14,0 kg $N \cdot ha^{-1} \cdot r^{-1}$, zaś w przypadku fosforu 6,0 kg $P \cdot ha^{-1} \cdot r^{-1}$.

Kolejną możliwą przyczyną zarastania tych jezior jest słaba wymiana wód rzecznych i jeziornych. Wymiana wody następuje jedynie przez przepusty hydrotechniczne oraz przez groblę w okresach wysokich stanów wody zwłaszcza w sytuacji cofki w ujściowym odcinku Wisły Śmiałej.

Pusty Staw. Jezioro Pusty Staw jest obiektem, na którym zarastanie nie jest widoczne w dużym stopniu (rys. 10) Jedynie w południowo-wschodniej oraz północno-wschodniej części jeziora widoczne są obszary zarastające. Wykwity wzdłuż południowej krawędzi jeziora w okresie letnim (rys. 10B) mają powierzchnię ok. 0,25 ha, natomiast obszar zlokalizowany na północnym brzegu ma powierzchnie zaledwie 0,08 ha.

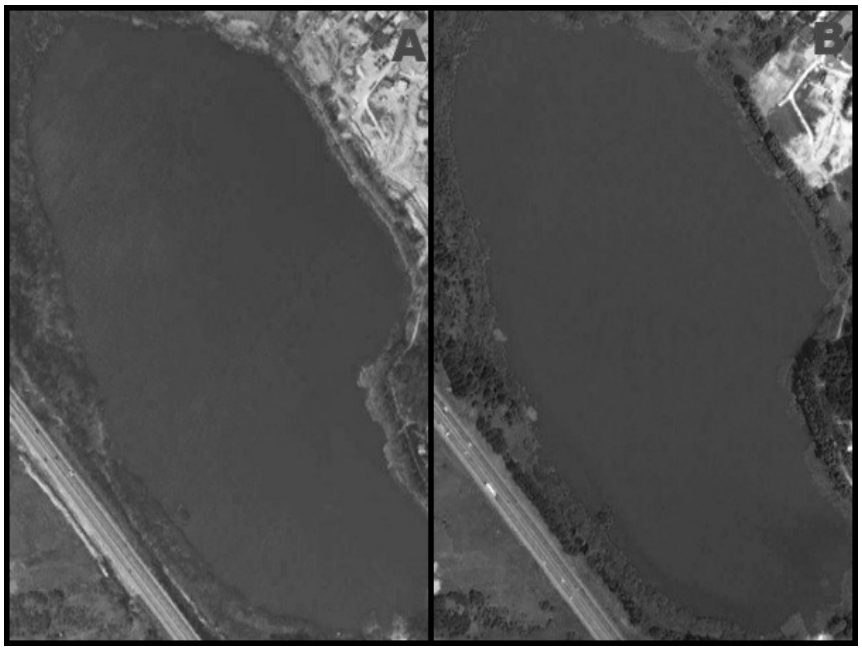
Główną przyczyną niezbyt intensywnego zarastania na tym obiekcie jest fakt, iż w strukturze użytkowania terenu dominują lasy, które działają hamująco na proces zarastania.



Rys. 10. Zdjęcia Satelitarne Jeziora Pusty Staw z (A): 10.2011, (B): 07.2010
Fig. 10. Satellite Photos of Lake Pusty Staw with (A): 10.2011, (B): 07.2010

Źródło (source): Google Earth

Jasień. Jezioro Jasień stanowi obiekt, na którym zarastanie jest widoczne na zdjęciach satelitarnych (rys. 11), choć nie tak intensywne jak w przypadku Jeziora Ptasi Raj i Jeziora Karaś. We wschodniej części jeziora w okresie letnim powierzchnia zarastania wynosi ok. 0,50 ha (rys. 11B). Za taki stan rzeczy odpowiedzialny jest fakt iż, w strukturze użytkowania terenu zlewni dominują grunty orne, łąki oraz pastwiska, które dostarczają pewne ilości biogenów do jeziora. Przykładowo według Z. Kajaka (1979), pola uprawne dostarczają 9,0 N mg·dm^{-3} oraz od 0,02 do 1,7 P mg·dm^{-3}. Wpływ na zarastanie może mieć również sąsiedztwo ruchliwej obwodnicy trójmiasta i rozwój nowych osiedli mieszkaniowych w jego sąsiedztwie.



Źródło (source):
Google Earth

Rys. 11. Zdjęcia Satelitarne Jeziora Jasień z (A): 30.10.2011, (B): 21.07.2010
Fig. 11. Satellite Photos of Lake Jasień (A): 30.10.2011, (B): 21.07.2010

Podsumowanie

Na terenie Gdańska występują obiekty, których zarastanie jest wyjątkowo intensywne. Są to Jeziora: Ptasi Raj i Karaś, gdzie główną przyczyną takiego stanu rzeczy jest fakt, że na terenie ich zlewni krzyżują się szlaki wędrówek ptaków, które dostarczają do jezior duże ilości azotu i fosforu. Również istotne znaczenie mają lokalne warunki hydrologiczne i hydrograficzne, a przede wszystkim duża stabilność wymiany wody. W przypadku Jeziora Ptasi Raj wielkość powierzchni zarastania szacuje się na 4,41 ha, co stanowi 8,7% powierzchni całkowitej jeziora. Z kolei w przypadku Jeziora Karaś powierzchnia zarastania wynosi aż 3 ha, co w przeliczeniu procentowym daje wartość 26,5% powierzchni całkowitej jeziora. Na pozostałych obiektach zarastanie nie jest widoczne aż tak intensywnie, gdyż dla Jeziora Pusty Staw wielkość powierzchni zarastania szacuje się na 0,33 ha, zaś dla Jeziora Jasień na 0,5 ha. W przeliczeniu powierzchnie te zajmują odpowiednio 4,4% i 2,4% powierzchni całkowitej jezior. Przyczyna i intensywność zarastania w każdym z obiektów jest inna, ponieważ różna jest struktura użytkowania terenu w poszczególnych zlewniach oraz różna presja człowieka na te obiekty hydrograficzne. Mniejsze zarastanie może być efektem występowania lasów w zlewni, które działają hamująco na proces zarastania.

Literatura

Boqiang Q., 2002, *Approaches to Mechanisms and Control of Eutrophication of Shallow Lakes in the Middle and Lower Reaches of the Yangze River*, Journal of Lake Sciences, 14 (3), p. 193-202.

Choiński A., 2000*, Jeziora Kuli Ziemskiej*, Wyd. PWN, Warszawa.

Choiński A, 2007, *Limnologia fizyczna Polski*, Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Choiński A., 2014, *Przykłady zaniku jezior w Polsce i ich przyczyny* [w:] Cieśliński R., Jereczek-Korzeniewska K. (red.), *Problemy badań wody w XX i XXI wieku*, Wyd. UG, s. 66-81.

Choiński A., Ptak M., Strzelczak A., 2014, *Present-day evolution of coastal lakes based on the example of Jamno and Bukowo (the Southern Baltic coast)*, Oceanological and Hydrobiological Studies, 43 (2), p. 178-184

Cieśliński R., 2011, *Geograficzne uwarunkowania zmienności hydrochemicznej jezior wybrzeża południowego Bałtyku*, Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.

Ciołkosz A., Mieszalski J., Olędzki J., 1999, *Interpretacja zdjęć lotniczych*, Wyd. PWN, Warszawa.

Diatta J., Ławniczak A., Spychalski W., Kryszak J., Choiński A., Koralewska I., Grzelak M. Janyszek M., 2014, *Geochemical evaluation of bottom sediments from two polymictic lakes of central-west Poland*, Fresenius Environmental Bulletin, 23 (9), p. 2100-2106.

Jańczak J., 1997, *Atlas jezior Polski. Jeziora zlewni rzek przymorza i dorzecza dolnej Wisły, t. 2,* Boguckie Wyd. Nauk., Poznań, 68 s.

Kajak Z., 1997, *Eutrofizacja Jezior*, Wyd. PWN, Warszawa.

Kerekes J., 1977, *The index of lake basin permanence*, Int. Revue ges. Hydrobiol., vol. 62 (2), p. 291–293.

Ławniczak A., Choiński A.., Kurzyca I., 2011, *Dynamics of lake morphometry and bathymetry in various hydrological conditions,* Polish Journal of Environmental Studies, 20 (4), p. 931-940.

Marszelewski W, Adamczyk A., 2004, *Changes in the area of the Masurian Lakes in the light of the cartographic materials at the scale 1:25000*, Limnological Review, 4, p. 167-176.

Piasecki A., 2013*, Zmiany powierzchni jezior pojezierza Dobrzyńskiego w świetle materiałów kartograficznych*, Prace Geograficzne, 132, s. 39-57.

Ptak M., Ławniczak A., 2011, *Changes in water resources in selected lakes in the middle and lower catchment of the River Warta*, Limnological Review, 11 (1), p. 7-13.

Ptak M., Choiński A., Strzelczak A., Targosz Targasz., 2013, *Disappearance of Lake Jelenino since the end of the XVIII century as an effect of anthropogenic transformations of the natural environment*, Polish Journal of Environmental Studies, 22 (1), p. 191-196.

Raśkiewicz J., Cieśliński R., 2007, *Hydrological and morphometric conditions of lakes Ptasi Raj and Karaś (northern Poland)* [in:] Kubiak J., Bajkiewicz-Grabowska E. (eds.), *Anthropogenic and natural transformations of lakes, vol. 1*, Agricultural University of Szczecin, Polish Limnological Society, Szczecin, s. 104-107.

Ropel S., 2012, *Badanie zarastania wybranych jezior w Gdańsku przy użyciu narzędzi GIS*, Katedra Hydrologii Uniwersytetu Gdańskiego (maszynopis).

Schindler D.W., Hecky R.E., Findlay D.L., Stainton M.P., Parker B.R., Paterson M.J., Beaty K.G., Lyng M., Kasian S.E.M., 2008, *Eutrophication of lakes cannot be controlled by reducing nitrogen input: Results of a 37-year whole-ecosystem experiment*, PNAS, 105 (32), s. 254-258.

Tylmann W., 2003, *Reliability of dating recent lake sediments on the example of a small and shallow reservoir (Pusty Staw, N Poland)*, Limnological Review, volume 3, p. 255-260.

Tylmann W., 2005, *Lithological and geochemical record of anthropogenic changes in recent sediments of a smal land shallow lake (lake Pusty Staw, northern Poland)*, Journal of Paleolimnology, 33, p. 313-325.

Xuetao H., Jining Ch., Tianzhu Z., 2002, *A Study on Non-Point Source Pollution Models*, Chinese Journal of Enviromental Science, 3, p. 75-85.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

CIEŚLIŃSKI ROMAN (1), RUMAN MAREK (2), ABSALON DAMIAN (2)

(1) Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Katedra Hydrologii
(2) Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec

WPŁYW CZYNNIKÓW NATURALNYCH I ANTROPOGENICZNYCH NA STOSUNKI WODNE WYBRANYCH JEZIOR SŁOWIŃSKIEGO PARKU NARODOWEGO

THE IMPACT OF NATURAL AND ANTHROPOGENIC FACTORS ON THE WATER RELATIONS OF CHOSEN LAKES IN THE SŁOWINSKI NATIONAL PARK

Streszczenie: Celem pracy jest ustalenie wpływu naturalnych i antropogenicznych czynników kształtujących stosunki wodne jezior przybrzeżnych. Do badań wybrano dwa jeziora przybrzeżne polskiego wybrzeża południowego Bałtyku i ich zlewnie: Jezioro Łebsko i Jezioro Gardno. Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzić można, że główne przyczyny zmian stosunków wodnych w zlewniach obu jezior miały charakter naturalny, jednakże w XX w., nastąpił olbrzymi wzrost znaczenia czynników antropogenicznych wpływających na zmiany obiegu wody i stosunków wodnych. Dotyczy to przede wszystkim intensyfikacji budowy gęstej sieci rowów i kanałów melioracyjnych oraz pojawienie się wymuszonego obiegu wody (polderyzacja). Zauważono również, że pomimo utrzymywania się w poszczególnych latach wartości zużycia nawozów mineralnych na zbliżonym poziomie, wielkość ich ładunków dostarczanych bezpośrednio do analizowanych jezior jest znaczna. Przykładowo do jeziora Gardno miesięcznie odprowadzanych jest średnio 40 ton azotu ogólnego oraz 1,6 tony fosforu ogólnego, zaś do Jeziora Łebsko miesięcznie odprowadzanych jest 53,5 tony azotu ogólnego i 2,3 tony fosforu ogólnego. Skutkuje to silną eutrofizacją obu jezior. Warunki naturalne wpływają obecnie na zmiany parametrów morfometrycznych jezior (zmniejszanie powierzchni i głębokości wynikające z wypłycania i zamulania). W przypadku Jeziora Gardno szacuje się, że jego powierzchnia uległa zmniejszeniu w wyniku ekspansji trzcinowisk o 1,30%, zaś w wyniku zamulania o 4%. Z kolei w przypadku Jeziora Łebsko szuwary spowodowały zmniejszenie jego powierzchni o 1,45%, natomiast zamulanie spowodowało zmniejszenie jeziora o 5%.

Abstract: The aim of the study is to determine the impact of natural and anthropogenic factors influencing the water regime of coastal lakes. The study selected two Polish coastal lakes of the southern Baltic coast and their drainage basins, ie. Lake Łebsko and Lake Gardno. Based on these results it can be stated that the main cause of changes of water in the catchment areas of both lakes was in the past the environment, but the twentieth century (and in particular the second half) brought a dramatic increase in the contribution of anthropogenic changes affecting the water cycle and water relations. This applies in particular to intensify the construction of a dense network of drainage

ditches and channels and the emergence of forced circulation of water (polders). Also, it can be noted that despite persistence in different years at the same level of consumption of mineral fertilizers, the size of their loads delivered directly to analyzed lakes is considerable. For example, the lake Gardno is discharged monthly average of 40 tons of total nitrogen and 1.6 tonnes of total phosphorus, and to Lake Łebsko month is discharged 53.5 tons of total nitrogen and 2.3 tons of total phosphorus. This results in strong eutrophication of both lakes. Natural conditions currently affect morphometric changes in the conditions of lakes (reduction of surface and depth resulting from the shallowing and silting). In the case of Lake Gardno, it is estimated that its surface has been reduced as a result of the expansion of reedbeds of 1.30%, and as a result of silting by 4%. On the other hand, in the case of Lake Łebsko rushes resulted in a decrease of its surface by 1.45%, while the silting of the lake caused a reduction of 5%.

Słowa kluczowe: stosunki wodne, jeziora przybrzeżne, Słowiński Park Narodowy, działalność antropogeniczna
Keywords: water relations, coastal lakes, Słowinski National Park, anthropogenic activity

Wstęp

Jeziora przybrzeżne to obiekty hydrograficzne, które charakteryzują się niezwykle złożonym obiegiem wody. Specyfika tych systemów wodnych wynika bowiem z położenia akwenów na granicy lądu i morza, występowania odmiennych od pozostałej strefy lądowej warunków środowiska geograficznego, cech hydrograficznych zlewni, niespotykanych gdzie indziej procesów i zjawisk hydrometeorologicznych oraz antropopresji. Obieg wody wpływa z kolei na stosunki wodne, które rozumiane mogą być jako charakterystyczne dla danego środowiska i okresu cechy występowania wody (Drwal, Hryniszak, 2003). Zatem należy zastanowić się, które z elementów środowiska mają decydujący wpływ na kształtowanie określonych stosunków wodnych poszczególnych odcinków wybrzeża, a w szczególności składu chemicznego wód jeziornych i cech morfometrycznych tych akwenów.

Celem pracy jest ustalenie wpływu naturalnych i antropogenicznych czynników na stosunki wodne jezior przybrzeżnych. Do badań wybrano dwa jeziora przybrzeżne polskiego wybrzeża południowego Bałtyku i ich zlewnie, tj. jeziora Łebsko i Gardno. Oba położone są na obszarze Słowińskiego Parku Narodowego (SPN). Stanowią one jednocześnie bardzo dobry przykład nakładania się wpływów środowiska naturalnego i działalności człowieka. Położone są one bowiem w dolnej części dorzeczy rzek: Łeby i Łupawy, przez co są odbiornikiem wód spływających z tych dorzeczy. Jednocześnie odbierają

wody dopływające ze zlewni bezpośrednich, będących od około dwustu lat pod silną presją człowieka. Ponadto jakość wód omawianych jezior determinowana jest nie tylko dopływami wód słodkich, ale także słonawych, które silnie oddziałują na środowisko. Spotkać można tu faunę i florę charakterystyczną dla wód słodkich, jak i słonych (Elliott, Quintino, 2007; Lévêque i in., 2008; Meyerson i in., 2008). Warunki morfometryczne omawianych akwenów, (a w szczególności ich niewielkie głębokości) decydują o szybkiej degradacji tych obiektów oraz małej odporności na zanieczyszczenia.

Metody

Główne prace polegały na kwerendzie materiałów źródłowych oraz badaniach terenowych. W ramach badań terenowych dokonano poboru prób wody na największych dopływach do analizowanych jezior. Wykonano także pomiary natężenia przepływu przy użyciu Akustycznego Dopplerowskiego Prądomierza Profilującego Teledyne RD Instruments StreamPro ADCP oraz przy użyciu młynka elektromagnetycznego VALEPORT i przepływomierza Argonaut firmy Sontek. Pobrane próby wody analizowano w Laboratorium Hydrochemicznym Uniwersytetu Gdańskiego. Określono stężenie azotu ogólnego i fosforu ogólnego. Do tego celu wykorzystano spektrofotometr Nova 400 firmy Merck. Dodatkowo wykonano kartowanie hydrograficzne zlewni bezpośrednich jezior.

Charakterystyka hydrograficzna obiektów badań

Jezioro Łebsko zajmuję powierzchnię 71,4 km^2. Jest płytkim akwenem, którego maksymalna głębokość sięga 6,1 m, a głębokość średnia wynosi 1,6 m. W rzeźbie dna misy widoczna jest rynna (Choiński, Kaniecki, 2003), która swym kształtem i usytuowaniem nawiązuje do biegu rzeki Łeby. Rzeka Łeba ma decydujący wpływ na kształtowanie się warunków hydrologicznych jeziora Łebsko (65% zasilania ze zlewni). Ma ona jeden z najbardziej wyrównanych przepływów spośród wszystkich rzek polskich (Dynowska, 1971; Stachy, 1987). Najniższe miesięczne przepływy występują w sierpniu,

a maksymalne w marcu. Średni przepływ Łeby jest szacowany na 11,8 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Bogdanowicz, 2004). Do jeziora (poza rzeką Łebą) uchodzą m.in.: rzeka Pustynka, kanał Żarnowski, kanał Gardno-Łebsko i kanał Łupawa-Łebsko. Od morza oddziela je mierzeja o szerokości wynoszącej w najwęższym miejscu 600 m, a w najszerszym 3 km. Z morzem łączy je szeroki na 60-80 m i głęboki na 6 m kanał (uważany za ujściowy odcinek Łeby) o długości 2,7 km. Powierzchnia dorzecza rzeki Łeby wynosi 1594 km^2.

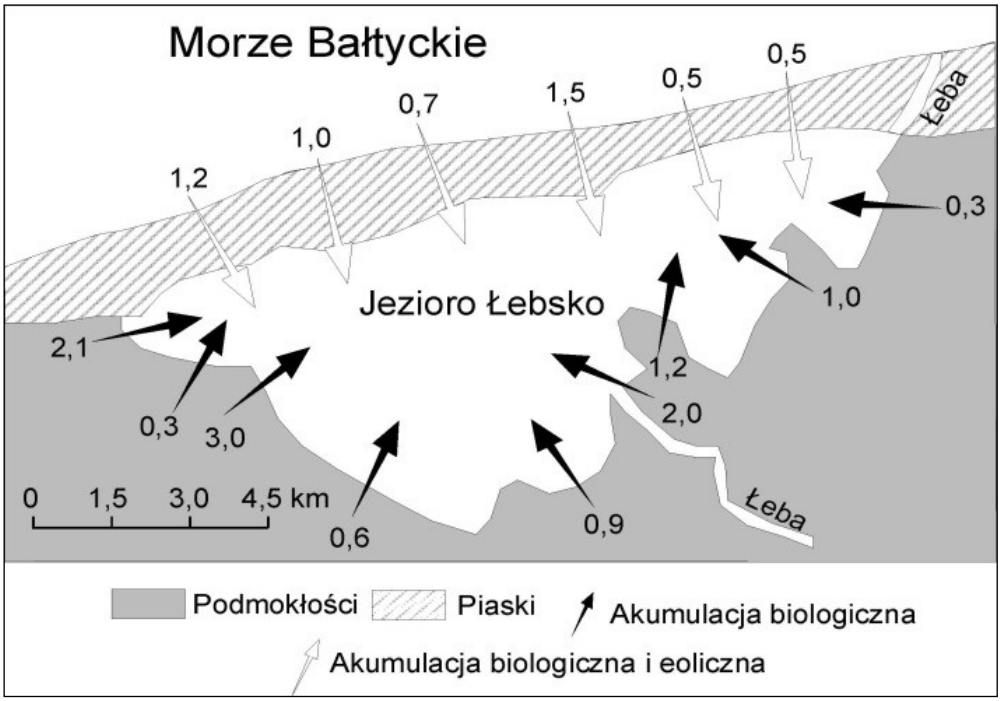
Jezioro Gardno ma 24,7 km^2 powierzchni. Podobnie jak wszystkie jeziora przybrzeżne jest płytkim akwenem. Jego maksymalna głębokość osiąga 2,6 m, a głębokość średnia wynosi 1,3 m. Warunki hydrologiczne jeziora Gardno kształtuje rzeka Łupawa, która dostarcza około 92% wód dopływających powierzchniowo do akwenu. Dopływ wód rzeką Łupawą szacowany jest na 8,2-8,3 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Cyberski, Jędrasik, 1992; Bogdanowicz, 2004) i waha się od 7,04 $m^3 \cdot s^{-1}$ w sierpniu do 9,44 $m^3 \cdot s^{-1}$ w marcu (Jereczek-Korzeniewska, 2005). Do jeziora Gardno uchodzą: Łupawa, Bagiennica, Grabownica i Brodna oraz kanały i rowy odwadniające południową, zachodnią i wschodnią część zlewni bezpośredniej jeziora. Ponadto jezioro Gardno ma połączenie z jeziorem Łebsko poprzez Kanał Łupawa-Łebsko. Od morza oddziela je mierzeja o szerokości wynoszącej w najwęższym miejscu 500 m, a w najszerszym 2,5 km. Z morzem łączy je szeroki na 20-30 m i głęboki na 5 m kanał (uważany za ujściowy odcinek Łupawy) o długości 2,7 km. Powierzchnia dorzecza Łupawy wynosi 964,4 km^2.

Środowisko

Zmienność i zróżnicowanie składu chemicznego wód jezior przybrzeżnych uzależnione jest od wielu czynników. Bardzo istotne znaczenie mają uwarunkowania przyrodnicze, a w szczególności występowanie roślinności oraz ptactwa na tych obszarach. Strefa litoralna jezior przybrzeżnych zasiedlona jest przez nimfeidy (rośliny wodne) oraz rozległe szuwary trzcinowe (Hesse, 1996; Szmeja, 1998). Znaczny udział mają także zarośla wierzbowe i olsy, z dużym udziałem roślin bagiennych, zwłaszcza *Glyceria maxima,* co wiąże się z częstymi i znacznymi wahaniami poziomu wody w tych jeziorach (Szmeja, 1998). Oba jeziora posiadają wody eutroficzne

o małej przezroczystości, ograniczonej przez roślinność zanurzoną. Wiatry powodują intensywne mieszanie wód i resuspensję osadów jeziora. Trwale zawieszona w toni znaczna ilość abiosestonu (mineralnych i martwych cząstek unoszących się w wodzie), który skutecznie ogranicza przenikanie światła w głąb wody i jest inhibitorem rozprzestrzeniania się roślinności zanurzonej (Kraska, 2003). Na skład hydrochemiczny tych akwenów mogą więc bezpośrednio wpływać procesy związane z zakwitaniem bądź obumieraniem roślinności wodnej oraz zanieczyszczenie wody ptasimi odchodami, które mogą prowadzić do wzrostu ilości biogenów i amoniaku w wodzie.

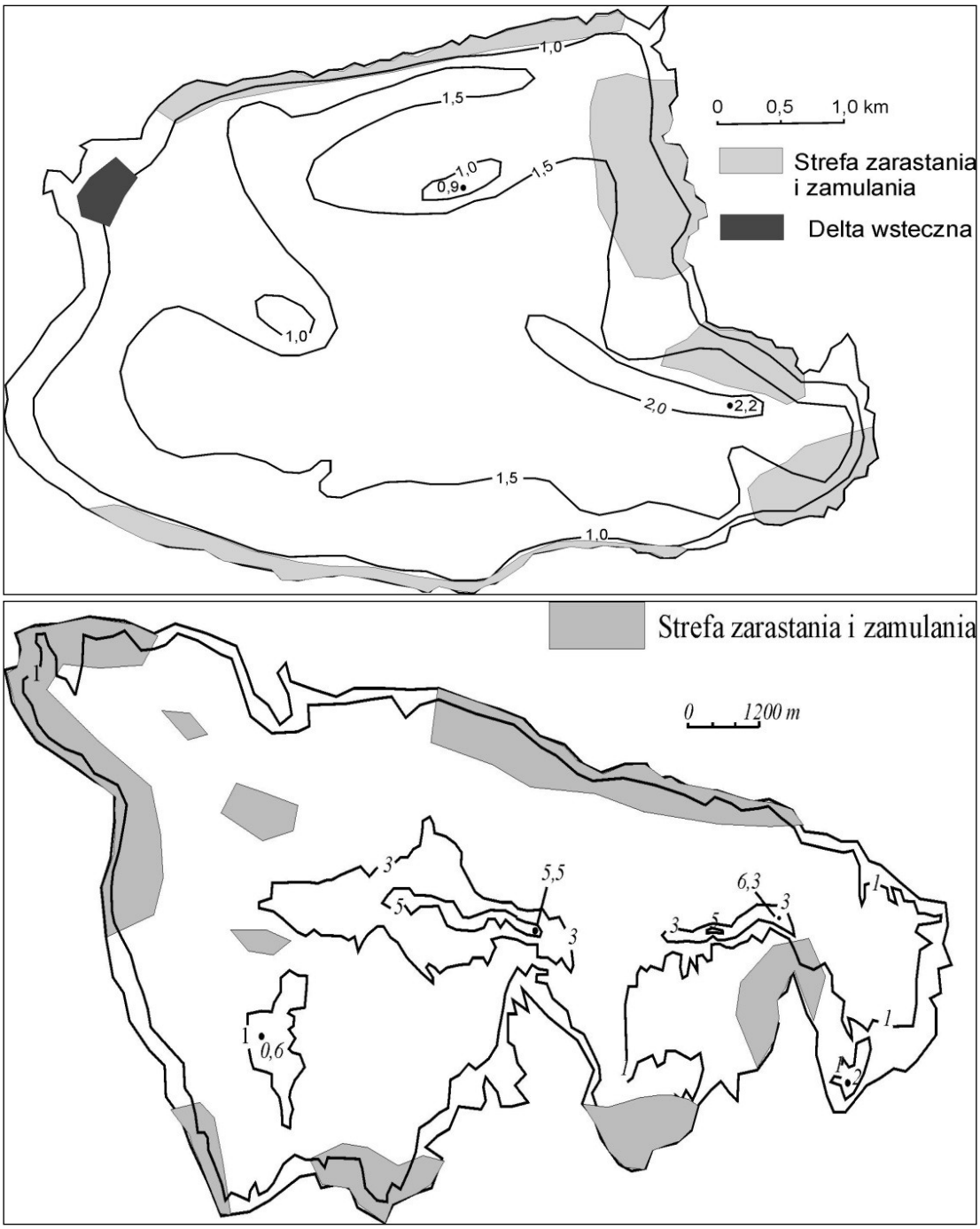
Niezwykle istotnym przejawem ewolucji hydrograficznej poszczególnych jezior są zmiany ich głębokości. Dla jezior przybrzeżnych charakterystyczne jest wypłycanie na skutek zasypywania od strony mierzei (Hildebrandt-Radke, 1999 – rys. 1). Według J. Miszalskiego (1973) tempo przemieszczani się czoła niektórych wydm ruchomych wynosi 15,6 m·rok^{-1}, zaś tempo przemieszczania linii brzegowej jeziora Łebsko w latach 1891-1965 od 0,5 do 1,2 m·rok^{-1}.



Rys. 1. Akumulacja biologiczna i eoliczna w bezpośrednim sąsiedztwie jeziora Łebsko

Fig. 1. Bioaccumulation and wind acumulation in the immediate vicinity of Lake Łebsko

Źródło (source): Piotrowska, 1997



Rys. 2. Strefy zarastania i zamulania na obszarze jeziora Gardno i Łebsko

Fig. 2. Zones overgrowing and silting in the area of Lake Gardno and Łebsko

Wpływ na wypłycanie niecek jezior przybrzeżnych ma również silne zarastanie widoczne szczególnie od strony południowej i północnej zbiorników (rys. 2). Przyczyną wypłycania się jezior są głównie trzcinowe szuwary, które powodują cofanie się lustra wody w tempie 0,3-3,0 m·rok^{-1} (Piotrowska, 1997). Według A. Schechtla (1984) szuwary zajmują około 650 ha (9,1%) powierzchni jeziora Łebsko. W latach 1884-1920 ich ekspansja

spowodowała zmniejszenie powierzchni zbiornika o 104 ha (1,45%). Z kolei powierzchnia jeziora Gardno w okresie lat 1912-1959 zmniejszyła się o 32 ha (1,3%). Wypłycanie związane jest również z zamulaniem osadami deponowanymi przez rzeki spływające ze zlewni.

W przypadku jeziora Łebsko w ciągu ostatnich 60 lat jego powierzchnia zmniejszyła się wskutek zamulania osadami nanoszonymi przez rzekę Łebę i zasypywania w części północnej przez wydmy o 382 ha, co stanowi około 5% całej jego powierzchni (Tobolski i in., 1997). Z kolei jezioro Gardno wskutek zamulania materiałem deponowanym przez rzekę Łupawę w ciągu ostatnich 60 lat zmniejszyło swoją powierzchnię o około 100 ha, co stanowi 4% lustra wody (Tobolski i in., 1997). W ciągu ostatnich 50 lat także objętość jeziora zmniejszyła się o 6 mln m^3 (Balicki, 1980), co stanowi około 16% jego objętości.

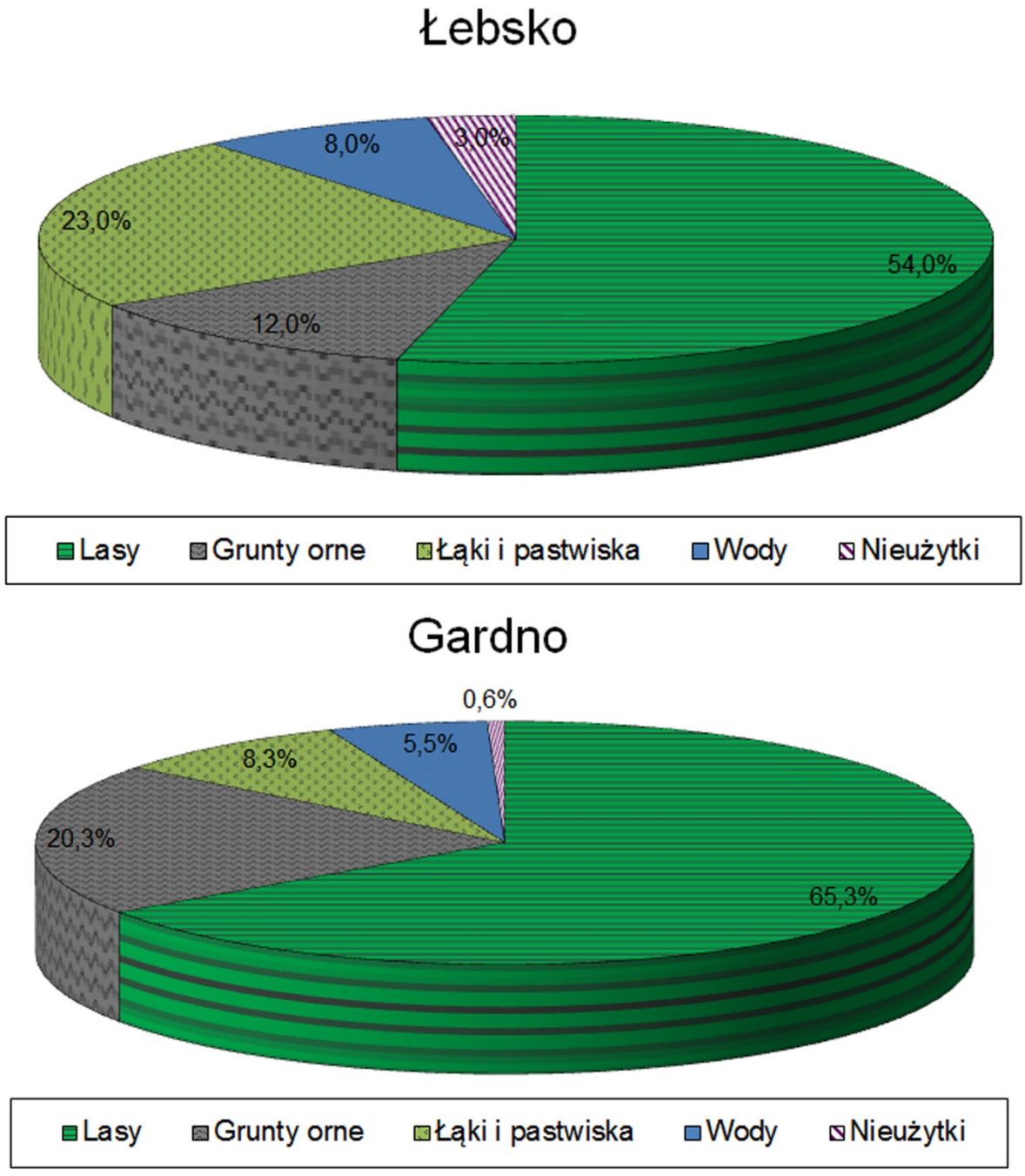
Warunki morfometryczne wielu jezior przybrzeżnych (w tym Łebska i Gardna) przyczyniają się do wzmożonej eutrofizacji i pogorszenia stanu jakościowego ich wód. Potwierdzają to spostrzeżenia E. Bajkiewicz–Grabowskiej (1990), która stwierdza, że wpływ na zwiększenie efektów zjawiska eutrofizacji mają również cechy naturalne samej zlewni zbiornika, jak i jego morfometria.

Działalność człowieka

Rozpatrując różne uwarunkowania mogące oddziaływać na zmienność chemiczną wód jezior przybrzeżnych nie należy zapominać o działalności człowieka, którą można określić jako bezpośrednią i pośrednią. Pierwsza z nich związana jest z działalnością przemysłową i rolniczą prowadzoną na obszarze zlewni tych jezior. Problemem jest brak szczegółowych informacji nt. niekontrolowanych zrzutów ścieków z gospodarstw przydomowych i terenów byłych PGR (Państwowych Gospodarstw Rolnych), nieposiadających systemu kanalizacyjnego.

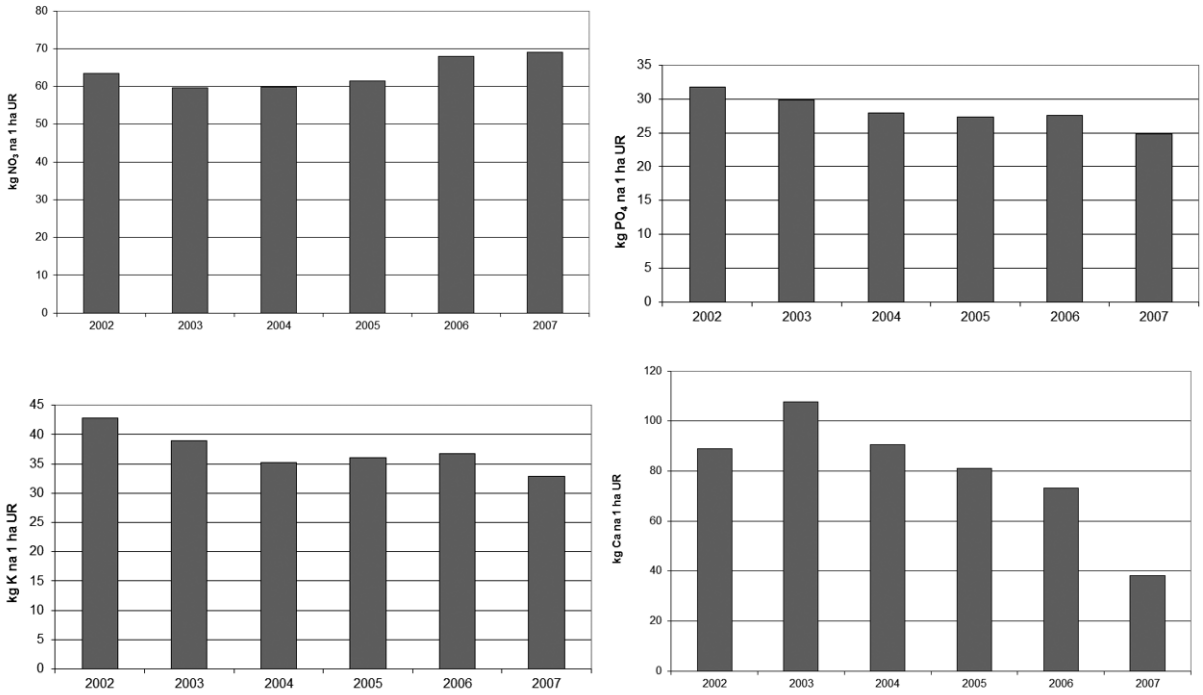
Na obszarze zlewni analizowanych jezior prowadzona jest działalność rolnicza. Efekty jej oddziaływania uzależnione są od ilości gruntów ornych zlokalizowanych na obszarze zlewni bezpośredniej omawianych zbiorników. Na rysunku 3 przedstawiono strukturę użytkowania terenu dla obu analizowanych zlewni. Nawozy oraz środki ochrony roślin niejednokrotnie

przedostają się do jezior i rzek poprzez spływy powierzchniowe i podziemne (Matysik, Absalon, Ruman, 2015). Dlatego też postanowiono określić, jakie ilości poszczególnych rodzajów nawozów wykorzystuje się w pracach rolniczych. Przedstawione dane dotyczą województwa pomorskiego, na obszarze którego zlokalizowane są oba jeziora. Dane dotyczące zużycia nawozów mineralnych na 1 ha użytków rolnych przedstawiono w poszczególnych latach okresu badawczego (rys. 4).



Rys. 3. Struktura użytkowania terenu w zlewniach jeziora Łebsko i Gardno

Fig. 3. The land use structure in the catchment of Lake Łebsko and Gardno

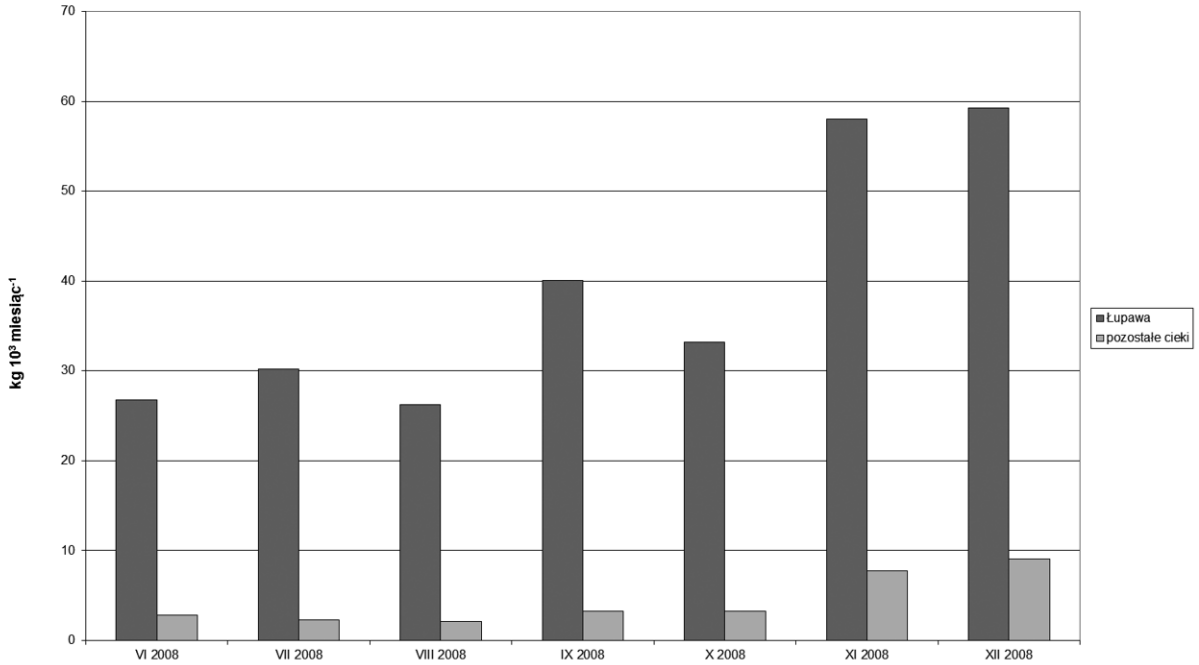


Rys. 4. Zużycie nawozów azotowych, fosforowych, potasowych i wapniowych w kg na 1 ha użytków rolnych (UR) w województwie pomorskim w latach 2002-2007
Fig. 4. Consumption of nitrogen, phosphorus, potassium and calcium fertilizers in kg per 1 ha in Pomorskie voivodship in the years 2002-2007

Źródło: GUS, Warszawa *Source: GUS Warsaw*

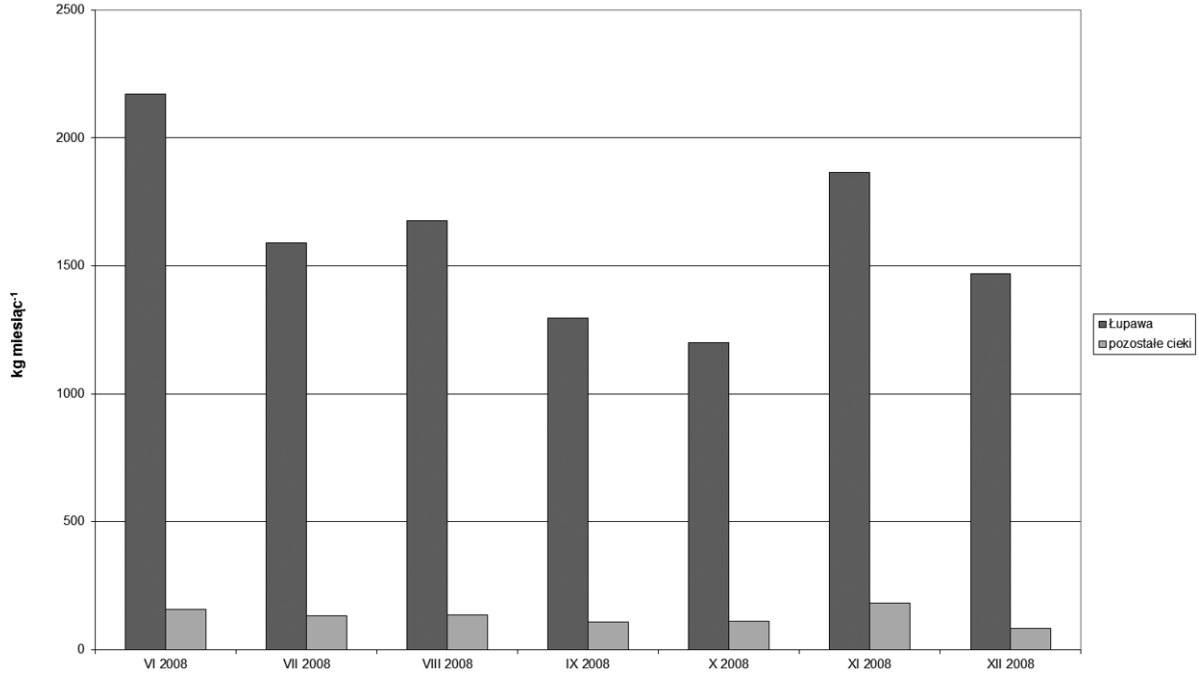
Na podstawie analizowanych danych statystycznych stwierdzić można, że następuje spadek ilości używanych nawozów wapniowych. Zużycie pozostałych nawozów w poszczególnych latach kształtuje się na zbliżonym poziomie (rys. 4).

Istotne znaczenie dla eutrofizacji jezior ma wielkość ładunków związków biogenicznych dostarczanych bezpośrednio do ich niecek poprzez dopływ potamiczny ze zlewni. Przykładowo do jeziora Gardno miesięcznie odprowadzanych jest średnio 40 ton azotu ogólnego (rys. 5) oraz 1,6 tony fosforu ogólnego (rys. 6). Z kolei do jeziora Łebsko miesięcznie odprowadzanych jest 53,5 tony azotu ogólnego (rys. 7) i 2,3 tony fosforu ogólnego (rys. 8). Skutkuje to silną eutrofizacją obu jezior. Potwierdzają to spostrzeżenia D. Matuszewskiej (2001), która określa, że największy wpływ na eutrofizację tych akwenów ma dopływ materiału organicznego wnoszonego przez wpływające rzeki, odprowadzenia rowów melioracyjnych oraz spływ powierzchniowy.



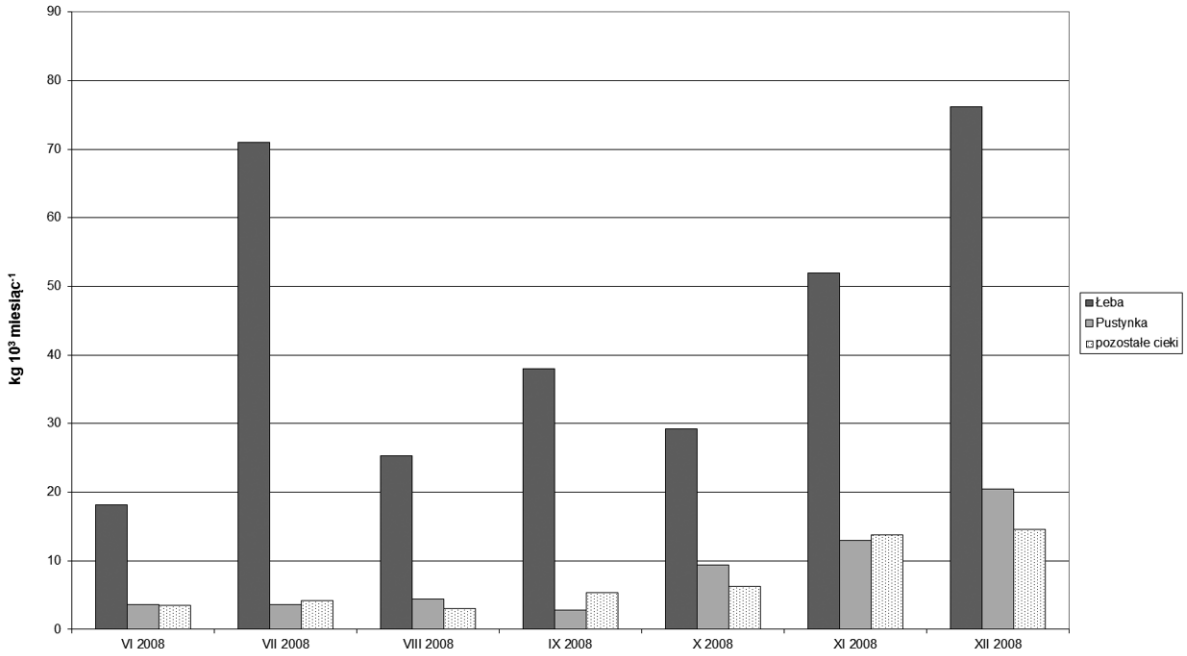
Rys. 5. Wielkość ładunku azotu ogólnego odprowadzana do jeziora Gardno poprzez kanały i rzeki

Fig. 5. The size of the total nitrogen load discharged into the lake Gardno through the channels and rivers



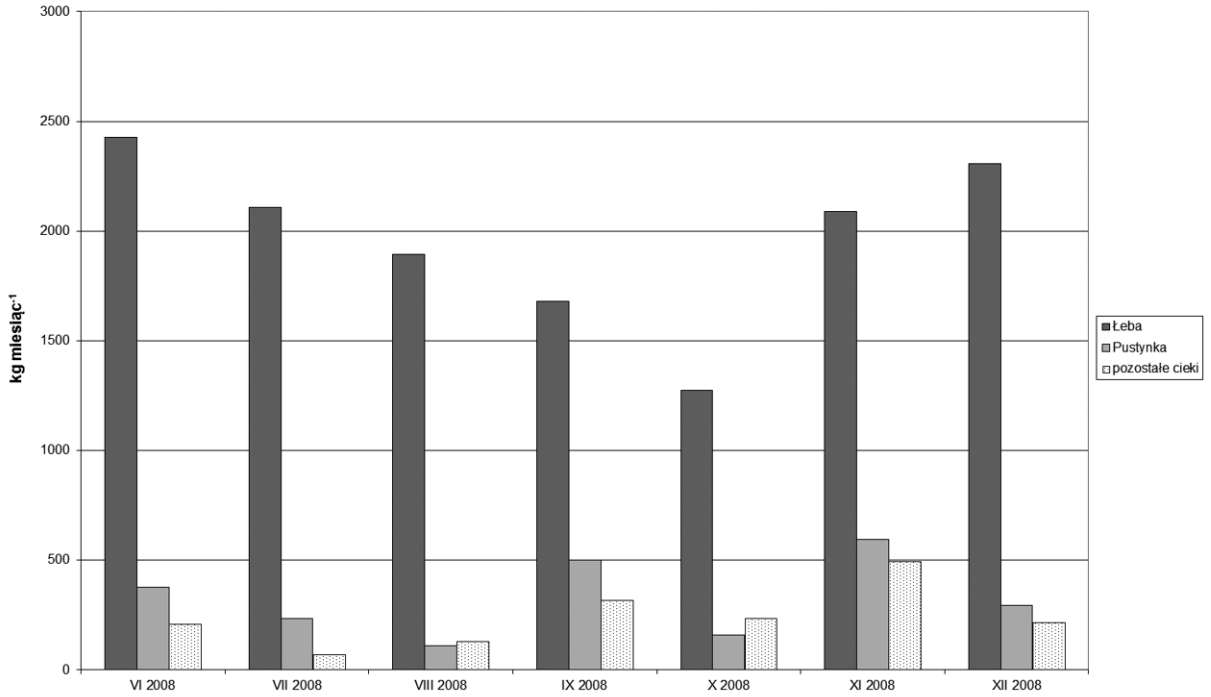
Rys. 6. Wielkość ładunku fosforu ogólnego odprowadzana do jeziora Gardno poprzez kanały i rzeki

Fig. 6. The size of the load of total phosphorus discharged into the lake Gardno through the channels and rivers



Rys. 7. Wielkość ładunku azotu ogólnego odprowadzana do jeziora Łebsko poprzez kanały i rzeki

Fig. 7. The size of the total nitrogen load discharged into the lake Łebsko through the channels and rivers



Rys. 8. Wielkość ładunku fosforu ogólnego odprowadzana do jeziora Łebsko poprzez kanały i rzeki

Fig. 8. The load of total phosphorus discharged into the lake Łebsko through the channels and rivers

Antropopresja przejawia się również poprzez zrzuty z działających przepompowni, które zbierają wodę z istniejących polderów przyjeziornych. Obszary te są szczególnie narażone na wpływy działalności rolniczej (nawożenie pól) oraz procesy biochemiczne zachodzące w wodach często stagnujących (Choiński, Kaniecki, 2003). W tabeli 1 zawarto informacje dotyczące wielkości istniejących polderów, liczby przepompowni oraz ich wydajności.

Tab. 1. Poldery w obszarach jezior przybrzeżnych
Table 1. Polders in the areas of coastal lakes

Nazwa jeziora	Powierzchnia polderów [ha]	Liczba przepompowni	Wydajność przepompowni [$m^3 \cdot s^{-1}$]
Gardno	4083	7	4,47
Łebsko	5900	13	8,90

Źródło (source): WZMiUW Lębork lata 2005-2008

Wpływ zrzutów z działających przepompowni na jakość wód jezior przybrzeżnych jest podobny do tego, jaki wywierają cieki dopływające do tych zbiorników. Prowadzony na polderach wymuszony obieg wody powodować może niekiedy podpływanie od dołu wód zasolonych, rekompensując tym samym ubytek wód słodkich ze strefy przypowierzchniowej (Drwal, 1984).

Do innych zagrożeń antropogenicznych, wpływających na jeziora przybrzeżne zaliczyć można gospodarkę odpadami, komunikację, czy gospodarkę rybacką i portową, przykładem czego może być kanał Łeby.

Ponadto antropopresja w zlewniach rzek przymorskich przejawia się gospodarką melioracyjną (prowadzoną w ostatnich dwustu latach), której celem jest m.in. odwodnienie obszarów przyjeziornych poprzez budowę rowów i kanałów odwadniających. W efekcie dochodzi do zmian obiegu wody naturalnego na wymuszony. Również duża liczba rowów i kanałów powoduje odwodnienie pól uprawnych i łąk, które odprowadzają znaczne ilości związków biogenicznych i organicznych.

Prowadzone zabiegi hydrotechniczne istotnie wpływają na zmienność hydrochemiczną jezior przybrzeżnych. Bardzo często stosuje się obudowę betonową brzegów kanałów i rzek stanowiących bezpośrednie połączenie

jeziora i morza. Dzięki takiej obudowie poprawia się przepustowości i drożność, ograniczone jest zarastanie, czego dobrym przykładem mogą być ujściowe odcinki Łupawy i Łeby łączące jeziora Gardno i Łebsko z morzem. Również duże znaczenie mają prace związane z odmulaniem, pogłębianiem oraz przekopywaniem zasypywanych połączeń jeziora z morzem, w wyniku czego dochodzi do resuspensji osadów w których nagromadzone są liczne związki chemiczne m.in. fosforany i azotany.

Kolejny przykład ingerencji człowieka dotyczy jeziora Łebsko i związany jest z wybudowaniem (przy ujściu kanału Łeby do morza od strony zachodniej) betonowego falochronu (rys. 9). Jego zadaniem jest zabezpieczenie przed zamulaniem Kanału Łeby, który w przeszłości kilkukrotnie zmieniał swoje położenie. Dodatkowym efektem tej inwestycji jest to, że nawet przy silnych wiatrach z kierunku zachodniego i północno – zachodniego ograniczone jest wtłaczanie wody morskiej do kanału.



Rys. 9. Falochron w ujściowym odcinku Kanału Łeby

Fig. 9. Breakwater at the mouth of the Canal Łeba

Źródło (source): www.terakowski.republika.pl/mierzeje.htm

Wnioski

Obszar Słowińskiego Parku Narodowego to miejsce niezwykle cenne pod względem panujących tu stosunków wodnych, co przyczyniło się do objęcia tego terenu ochroną. Główne obiekty hydrograficzne, takie jak: jezioro Łebsko, czy Gardno decydują o unikatowości tej części polskiego wybrzeża. Charakteryzują się one bowiem specyficznym obiegiem wody, na który składa się nie tylko położenie na granicy lądu i morza, lecz także panujące tu warunki hydrometeorologiczne i hydrograficzne. Ponadto zaznacza się wyraźny wpływ antropopresji, która z jednej strony może prowadzić do negatywnych zmian w środowisku tego obszaru, z drugiej zaś wpływa na ochronę tego terenu. W efekcie mamy do czynienia z odmiennymi warunkami biotycznymi i abiotycznymi, które wpływają na charakter tych jezior i zmiany stosunków wodnych w ich zlewniach oraz występujące tu życie biologiczne. Główną przyczyną zmian stosunków wodnych było w przeszłości środowisko naturalne, jednakże XX wiek, (a w szczególności jego II połowa) przyniósł olbrzymi wzrost znaczenia elementów antropogenicznych wpływających na zmiany obiegu wody, jak i stosunków wodnych. Dotyczy to przede wszystkim intensyfikacji budowy gęstej sieci rowów i kanałów melioracyjnych oraz pojawienia się wymuszonego obiegu wody (polderyzacja). Można również zauważyć, że pomimo utrzymywania się zużycia nawozów mineralnych w poszczególnych latach na zbliżonym poziomie wartości, wielkość ich ładunków dostarczanych bezpośrednio do analizowanych jezior jest znaczna. Przykładowo do jeziora Gardno miesięcznie odprowadzanych jest średnio 40 ton azotu ogólnego oraz 1,6 tony fosforu ogólnego, zaś do Jeziora Łebsko miesięcznie odprowadzanych jest 53,5 tony azotu ogólnego i 2,3 tony fosforu ogólnego. Skutkuje to silną eutrofizacją obu jezior. Warunki naturalne wpływają obecnie na zmiany warunków morfometrycznych jezior (zmniejszanie powierzchni i głębokości wynikające z wypłycania i zamulania). W przypadku Jeziora Gardno szacuje się, że jego powierzchnia uległa zmniejszeniu w wyniku ekspansji trzcinowisk o 1,30%, zaś w wyniku zamulania o 4%. Z kolei w przypadku Jeziora Łebsko szuwary spowodowały zmniejszenie jego powierzchni o 1,45%, natomiast zamulanie spowodowało zmniejszenie jeziora o 5%. Większe przejawy działalności człowieka na

obszarze Słowińskiego Parku Narodowego datowane są na XVIII wiek, kiedy to doszło do prac melioracyjnych w zlewniach obu jezior. Współcześnie działalność antropogeniczna wpływa przede wszystkim na zmianę jakości wody, wzrost eutrofizacji, a także zmiany obiegu wody w zlewni (budowa urządzeń hydrotechnicznych, melioracje, skracanie biegu rzek, obudowywanie koryt).

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., 1990, *Stopień naturalnej podatności jezior na eutrofizację na przykładzie wybranych jezior Polski*, Gospodarka Wodna, nr 12, s. 270-272.

Balicki H., 1980, Szkic hydrograficzny zlewni jeziora Gardno, Wiadomości IMiGW, nr 4, Warszawa, s. 8-10.

Bogdanowicz R., 2004, *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*, Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 159 s.

Choiński A., Kaniecki A., 2003, *Plan ochrony Słowińskiego Parku Narodowego, tom IV*, Poznań (maszynopis), 70 s.

Cyberski J., Jędrasik J. 1992, *Wymiana i cyrkulacja wód w jeziorze Gardno* [w:] Korzeniewski K. (red.), *Zlewnia przymorskiej rzeki Łupawy i jej jeziora*, Słupsk, s. 199-220.

Drwal J., 1984, *Związki powierzchniowych i podziemnych wód lądowych oraz wód morskich*, [w:] Augustowski B. (red.), *Pobrzeże Pomorskie*, GTN – Ossolineum, s. 215-226.

Drwal J., Hryniszak E., 2003, *Hydrologiczne funkcje zagłębień bezodpływowych na terenach młodej akumulacji lodowców skandynawskich* [w:] Kostrzewski A. (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Obieg wody, uwarunkowania i skutki w środowisku przyrodniczym*, Wyd. UAM, Poznań, s. 127-137.

Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, nr 28.

Elliott M., Quintino V., 2007, *The Estuarine Quality Paradox, Environmental Homeostasis and the difficulty of detecting anthropogenic stress in naturally stressed areas*, Marine Pollution Bulletin, 54 (6), p. 640–645.

Heese T., Modzelewski T., Lamparska-Kałużniacka M., 1996, *Stan sanitarny dorzecza Parsęty i jezior przymorskich Jamna i Bukowna*, Zeszyty Naukowe Wydziału Budownictwa i Inżynierii Środowiska, nr 11, Koszalin, s. 33-66.

Hildebrandt-Radke I., 1999, *Bilans transportu eolicznego na plaży mierzei Gardnieńsko-Łebskiej* [w:] Borówka K., Młynarczyk Z., Wojciechowski A. (red.), *Ewolucja*

geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku, Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań-Szczecin, s. 79-86.

Jereczek-Korzeniewska K., 2005, *Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50000, arkusz N-33-59-A, Smołdzino*, Polkart, Warszawa.

Kraska M., 2003, *Roślinność* [w:] Mudryk Z. (red.), *Jezioro Gardno*, Wyd. PAP, Słupsk, s. 93-98.

Lévêque C., Oberdorff T., Paugy D., Stiassny M.L.J., Tedesco P.A., 2008, *Global diversity of fish (Pisces) in freshwater,* Freshwater Animal Diversity Assessment Developments in Hydrobiology, 198, s. 545-567.

Matuszewska D., 2001, *Słowiński Park Narodowy*, Wyd. Mulico, Warszawa.

Matysik M., Absalon D, Ruman M, 2015, *Surface Water Quality in Relation to Land Cover in Agricultural Catchments (Liswarta River Basin Case Study)*, Polish Journal of Environmental Studies, vol. 24, No. 1, p. 175-184.

Meyerson L.A., Saltonstall K., Windham L., Kiviat E., Findlay S., 2008, *A comparison of* Phragmites australis*in freshwater and brackish marsh environments in North America*, Wetlands Ecology and Management, 8 (2-3), p. 89-103.

Miszalski J., 1973, *Współczesne procesy eoliczne na Pobrzeżu Słowińskim*, Studium Fotointerpretacyjne, Dokumentacja Geogr. Inst. Geogr. PAN, Warszawa.

Piotrowska H. (red.), 1997, *Przyroda Słowińskiego Parku Narodowego*, Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań-Gdańsk, 320 s.

Schechtel A., 1984, *Plan urządzenia gospodarstwa leśnego na okres 1.01.1983 do 31.12.1992*, *Słowiński Park Narodowy, I: część ogólna planu*, Mscr., BULIGL oddział w Szczecinku.

Stachy J., 1987, *Atlas hydrologiczny Polski*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.

Szmeja J., 1998a, *Geneza, specyfika i zagrożenia jezior pomorskich*, [w:] Herbach J., Herbach M. (red.), *Szata roślinna Pomorza – zróżnicowanie, dynamika, zagrożenia, ochrona*, Wyd. UG, Gdańsk, s. 223-230.

Tobolski K., Mocek A., Dzięciołowski W., 1997, *Gleby Słowińskiego Parku Narodowego w świetle historii roślinności i podłoża*, Domini, Bydgoszcz – Poznań, 183 s.

www.terakowski.republika.pl/mierzeje.htm

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

CIUPA TADEUSZ, SULIGOWSKI ROMAN, WAŁEK GRZEGORZ

Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii

GEOGRAFICZNE UWARUNKOWANIA LOKALIZACJI PROJEKTOWANEGO ZBIORNIKA WODNEGO NA TERENIE KIELC

NATURAL CONDITIONS OF DESIGNED WATER RESERVOIR LOCALIZATION IN KIELCE

Streszczenie. W pracy określono uwarunkowania morfologiczne, hydrogeologiczne i hydrologiczne lokalizacji zbiornika wodnego, w ujściowym odcinku rzeki Sufraganiec, w obrębie miasta Kielce – na tle występujących tu siedlisk przyrodniczych. Zaproponowano dwa warianty przebiegu zapory zbiornika w strefie przełomowej między Górą Marmurek a Machnowicą. W wariancie 1 – długość dwuskrzydłowej zapory będzie wynosiła 1162 m, a w wariancie 2 – prostoliniowej – 988 m. Lokalizacja przyczółków zapory będzie w tym samym miejscu, a rzędna jej korony znajdzie się na wysokości 244,8 m n.p.m. Powierzchnia lustra wody przy normalnym poziomie piętrzenia (NPP) wyniesie w wariancie 1 – 68,92 ha, a w wariancie 2 – 58,96 ha. Pozwoli to na zgromadzenie w zbiorniku ok. 1,4 mln m^3 wody (wariant 1) lub ok. 1,0 mln m^3 (wariant 2). W obrębie planowanego zbiornika wystąpi dość duże zróżnicowanie głębokości, umożliwiające uprawianie sportów wodnych. Zasoby wód rzeki Sufraganiec są wystarczające zarówno do szybkiego napełnienia zbiornika, nawet przy uwzględnieniu najbardziej restrykcyjnych kryteriów wyznaczania przepływów nienaruszalnych, a także do prowadzenia racjonalnej gospodarki wodnej. Jest to szczególnie istotne z powodu położenia projektowanego zbiornika prawie w całości na terenach chronionych, tj. Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego, Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu i SOO Dolina Bobrzy. Na analizowanym terenie znajdują się dwa siedliska naturowe, tj. ciepłolubne murawy piaskowe *Koelerion glaucae* i zbiorowiska włosieniczników *Ranunculion fluitantis*.

Abstract. In present study the morphological and hydro-technical conditions of designed water reservoir localization in the area of Kielce were determined along with the natural habitats background. Two variants of the dam localization were proposed in the ravine zone between Mazurek and Machnowica hills. In the first variant – the length of two-winged dam was designed to 1162 m, while in the second, straight variant – 988 m. In both variants the dams abutments were located in the same places, resulting in the dam crest elevation of 244.8 m a.s.l. The area of the created pool with the normal level of damming in the first variant will reach 68.9 ha, in the second variant 58.96 ha. It will allow to accumulate about 1.4 million m^3 of water (1st variant) or 1.0 million m^3 (2nd variant). In the impoundment area of the designed reservoir a variation of depths will occur, which will allow for water sports. Water resources in the Sufraganiec river catchment are enough both to allow fast filling of the reservoir, even with using the most restrictive criteria of inviolable flow determination, and also

to lead rational water management. It is particularly significant since the area of the designed reservoir will be located almost entirely in the protected areas – Chęcińsko-Kielecki Landscape Park, Kielce Nature Park and Special Area of Conservation (SAC) – Bobrza Valley. In the analyzed area there are two Nature 2000 habitats – *Koelerion glaucae* and *Ranunculion fluitantis*.

Słowa kluczowe: morfologia misy zbiornika wodnego, zasoby wodne, obszary chronione, dolina Sufragańca
Key words: water reservoir bottom morphology, water reserves, protected areas, Sufraganiec valley

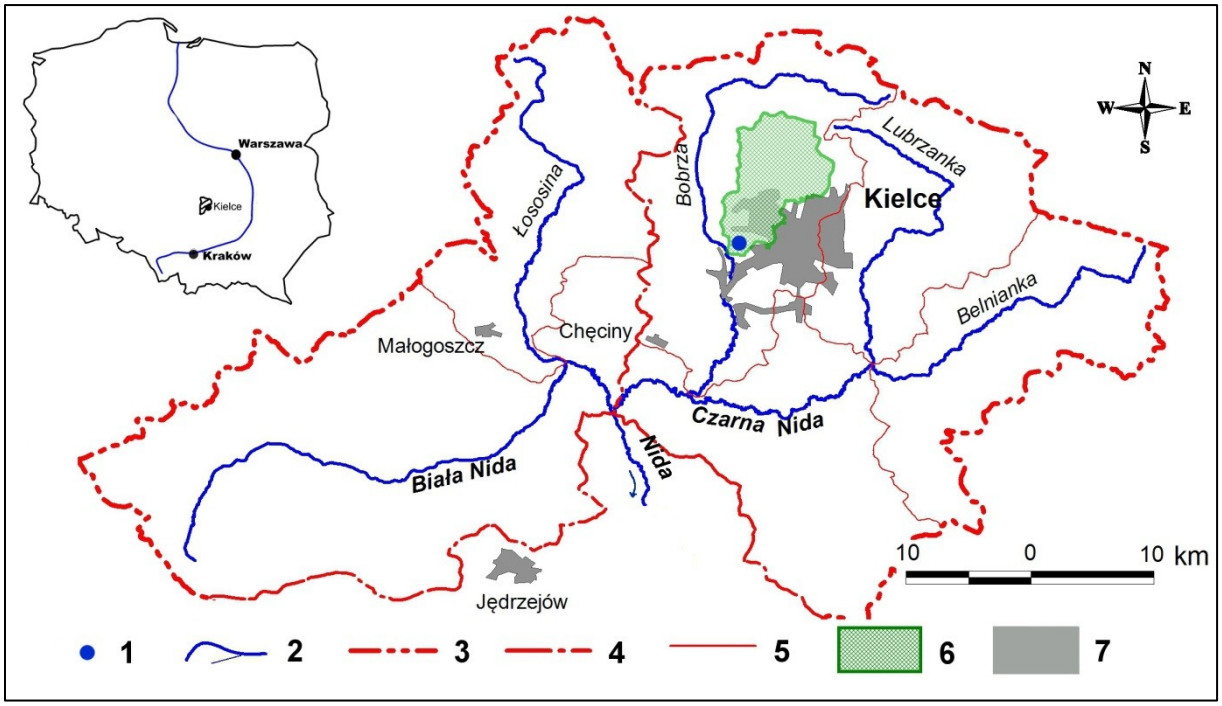
Wstęp

W krajobrazie współczesnych miast coraz częściej pojawiają się zbiorniki wodne o różnym przeznaczeniu, w tym rekreacyjnym (Marszelewski, Sokalska, 2014). Na etapie wstępnej koncepcji ich lokalizacji niezbędna jest analiza uwarunkowań przyrodniczych planowanej inwestycji. Pozwala to udzielić odpowiedzi na pytanie – czy projektowany obiekt w tym miejscu będzie możliwy do realizacji?

Budowa zbiornika wodnego w granicach administracyjnych 200-tysięcznego miasta Kielce jest wysoce uzasadniona ze społecznego punktu widzenia. Na jego obszarze brakuje większych akwenów spełniających funkcję rekreacyjną i stwarzających warunki do regeneracji sił psychofizycznych. Jednocześnie zbiornik pełniłby funkcję przeciwpowodziową. W ostatnich latach problematyka funkcjonowania naturalnych i sztucznych akwenów pełniących funkcję rekreacyjną, w tym na terenach zurbanizowanych, z uwzględnieniem zagospodarowania strefy brzegowej, budzi coraz większe zainteresowanie środowisk naukowych (m.in. Kudelska, 1992; Rzętała, 2000, 2008; Bok i in., 2004; Machowski i in., 2005; Choiński, 2007; Wiśniewski, 2007). Często poruszanym aspektem w badaniach jest także stan ekologiczny wód jezior i zbiorników wodnych pochodzenia antropogenicznego położonych całkowicie lub częściowo w granicach administracyjnych miasta (m.in. Gutowski i in., 1982; Grochowska i in., 2004; Marszelewski, Sokalska, 2014; Szymański i in., 2014).

Celem pracy jest analiza uwarunkowań morfologicznych, hydrogeologicznych, hydrologicznych i sozologicznych lokalizacji zbiornika wodnego w ujściowym odcinku rzeki Sufraganiec – na obrzeżach Kielc, z uwzględnieniem argumentów za i przeciw jego utworzeniu.

W pracy wykorzystano techniki GIS oraz dane z zasobów Miejskiego Systemu Informacji Przestrzennej do analiz w zakresie uwarunkowań przyrodniczych i społeczno-ekonomicznych. Na podstawie numerycznego modelu terenu wykonanego technikami skaningu laserowego wyznaczono zasięg oraz określono morfologię dna misy zbiornika. Warstwy informacyjne opracowano w Państwowym Układzie Współrzędnych Geodezyjnych 1992, w oprogramowaniu ArcGIS. Ponadto, w 2014 r. przeprowadzono kartowanie terenowe dokumentujące stan wybranych komponentów środowiska przyrodniczego w obrębie czaszy projektowanego zbiornika wodnego.



Rys. 1. Położenie projektowanego zbiornika na tle układu hydrograficznego w północnej części dorzecza Nidy

Fig. 1. Localization of the designed water reservoir with hydrography of the northern part of Nida basin

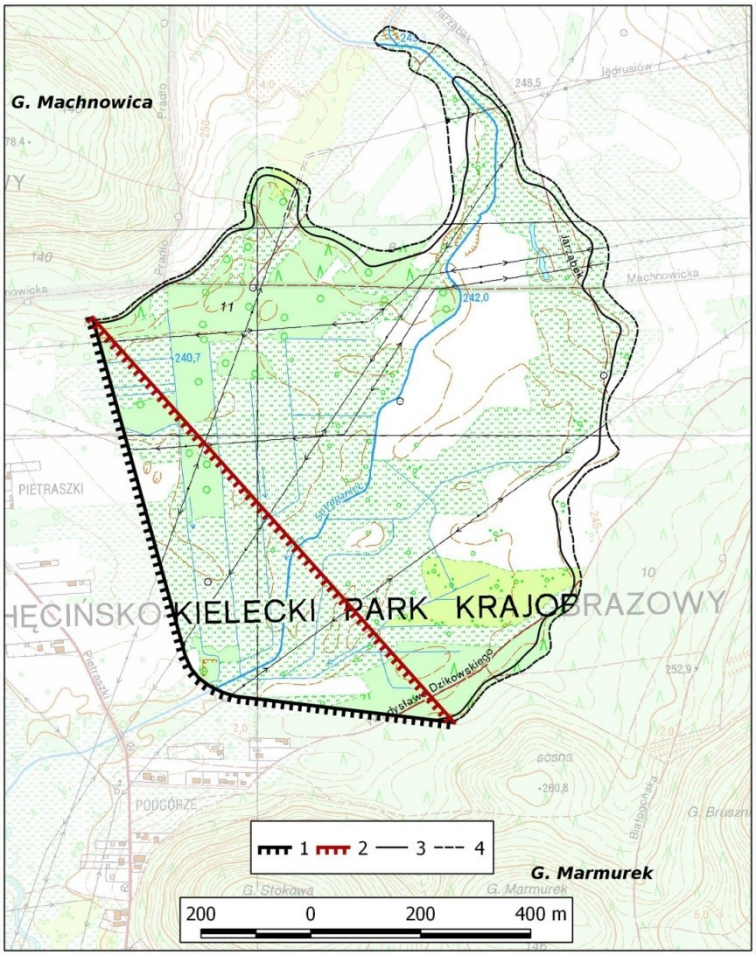
1 - lokalizacja projektowanego zbiornika, 2 - rzeki, 3 - dział wodny II rzędu; 4 - dział wodny III rzędu; 5 - dział wodny IV rzędu i wyższych; 6 - zlewnia Sufragańca, 7 - zabudowa miejska

1 - localization of the designed reservoir; 2 - rivers; 3 - 2nd order watershed; 4 - 3rd order watershed; 5 - 4th and higher order watersheds; 6 - Sufraganiec catchment; 7 - urban built up area

Teren badań

Zbiornik wodny o roboczej nazwie „Pietraszki" jest projektowany w dolnej części zlewni rzeki Sufraganiec, która jest lewobrzeżnym dopływem Bobrzy w dorzeczu Nidy (rys. 1).

Rzeka Sufraganiec (V rzędu) odwadnia zlewnię leśno-rolniczą o powierzchni 61,98 km^2 z rosnącym wraz z biegiem udziałem terenów zurbanizowanych (zachodnia część Kielc) (Ciupa, 2009). Zbiornik byłby zlokalizowany w całości na terenie miasta Kielce. Przebieg zapory czołowej zbiornika zaproponowano w dwóch wariantach – w strefie przełomowej między Górą Marmurek a Machnowicą (rys. 2).



1 - przebieg zapory (wariant 1), 2 - przebieg zapory (wariant 2), 3 - zasięg zbiornika przy normalnym poziomie piętrzenia (NPP), 4 - zasięg zbiornika przy maksymalnym poziomie piętrzenia (MPP)

1 - the course of the dam in the 1st variant; 2 - the course of the dam in the 2nd variant; 3 - the pool reach with the normal level of damming; 4 - the pool reach with the maximum level of damming

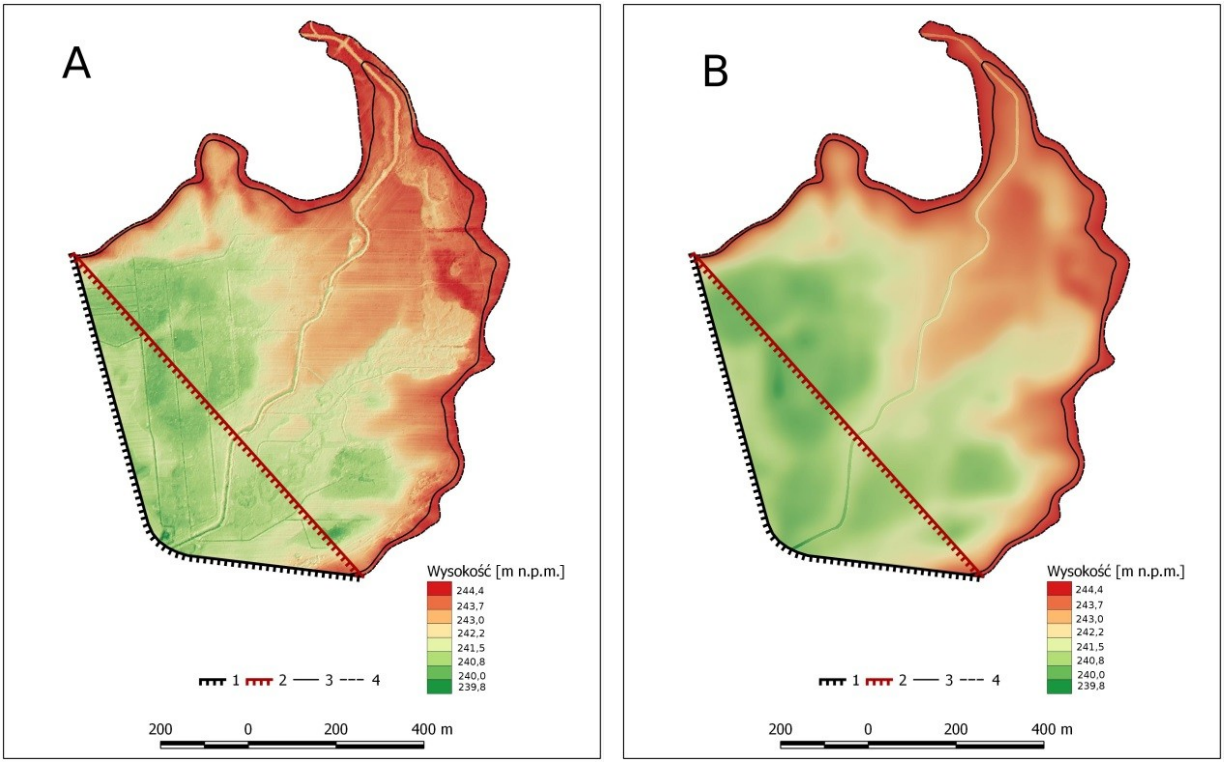
Rys. 2. Proponowana lokalizacja zbiornika wodnego „Pietraszki" (wariant 1 i 2)
Fig. 2. Proposed localization of the Pietraszki Reservoir (variant 1st and 2nd)

W wariancie 1 – długość dwuskrzydłowej zapory wynosi 1162 m, a w wariancie 2 – prostoliniowej – 988 m. Planuje się lokalizację przyczółków zapory w tym samym miejscu, a rzędną jej korony na wysokości 244,8 m n.p.m.

W podłożu projektowanego zbiornika „Pietraszki" występują utwory czwartorzędowe, tj. piaszczyste osady lodowcowe i wodnolodowcowe, a pod nimi piaski i mułki zastoiskowe wypełniające głęboko (do 40 m) wciętą w starsze podłoże dolinę kopalną, wykazaną badaniami geofizycznymi. Starsze podłoże tworzą utwory triasu dolnego i permu górnego (piaskowce i mułowce z przewarstwieniami iłowców, zlepieńce), a na południowym skraju projektowanej inwestycji – skrasowiałe wapienie dewonu środkowego (Filonowicz, 1973). W ich obrębie udokumentowano główny zbiornik wód podziemnych GZWP 417 – Kielce (Prażak, 2012).

Morfologiczne i hydrologiczne uwarunkowania lokalizacji zbiornika „Pietraszki"

Powierzchnia dna planowanego zbiornika będzie nawiązywała wyraźnie do morfologii doliny Sufragańca. Przez jej środek aktualnie przebiega koryto rzeki, a po jego lewej i prawej stronie – w bezpośrednim sąsiedztwie, rzędne terenu są wyższe niż w dalszej odległości. Koryto to powstało w wyniku prac regulacyjnych (rys. 2), a jego wcześniejszy przebieg potwierdzają starorzecza, wyraźnie widoczne po lewej jego stronie, w odległości do 300 m. Na powierzchni występuje tu cienka warstwa utworów organicznych (do 50 cm) reprezentowanych przez gleby murszowe i torfowo-murszowe. Misa zbiornika będzie charakteryzowała się niewielkimi deniwelacjami. Największe obniżenie (ok. 240 m n.p.m.) – niezależnie od wariantu lokalizacji zapory, znajduje się w jej pobliżu – tj. w NW części czaszy zbiornika. W tej strefie akwenu duży udział mają wysokości poniżej 241,0 m n.p.m. Górna część zbiornika charakteryzuje się wysokościami przekraczającymi 243,0 m n.p.m. Cechą charakterystyczną morfologii dna misy zbiornika są rowy melioracyjne o głębokości miejscami przekraczającej 1 m (rys. 3A).



Rys. 3. Cyfrowy model rzeźby terenu dna projektowanego zbiornika „Pietraszki" opracowany na podstawie obrazów lidarowych (A) oraz po dokonaniu niwelacji mikroform (B)

Fig. 3. Digital elevation model of the designed Pietraszki Reservoir bottom created on the basis of the Airborne Laser Scanning technique (A) and after the modelled levelling of relief microforms (B)

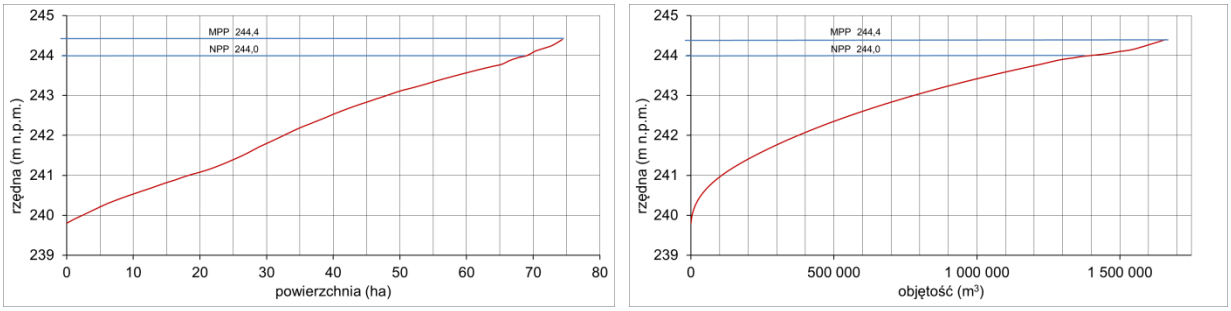
Oznaczenia jak na rys. 2 / *Explanations in Fig. 2*

W trakcie prac podstawowych, związanych z budową zbiornika, planuje się ich zasypanie w ramach robót niwelacyjnych (rys. 3B), a także wyrównanie pozostałych form mikrorzeźby, co jest niezwykle istotne w przypadku zbiorników pełniących funkcję rekreacyjną.

W obrębie planowanego zbiornika będzie występowało dość duże zróżnicowanie głębokości. Przy normalnym poziomie piętrzenia, niezależnie od wariantu lokalizacji zapory, największa głębokość znajdzie się przy zaporze – w północno-zachodniej części jego czaszy i wyniesie 4,2 m. W tej strefie akwenu duży udział będą miały głębokości powyżej 3,5 m (15% powierzchni przy normalnym poziomie piętrzenia - NPP i 20% przy maksymalnym poziomie piętrzenia - MPP). Górna część zbiornika będzie charakteryzować się małymi głębokościami nieprzekraczającymi 1,0 m.

W kolejnym etapie opracowano krzywe batygraficzne umożliwiające obliczenie pojemności planowanego zbiornika dla każdej rzędnej oraz krzywe pojemności (rys. 4).

A B



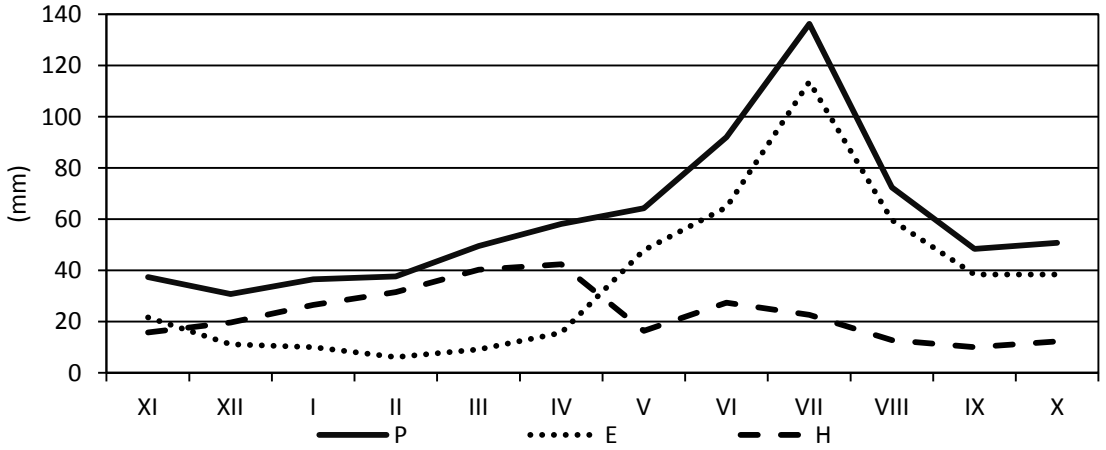
Rys. 4. Krzywa batygraficzna (A) oraz krzywa pojemności (B) projektowanego zbiornika wodnego „Pietraszki" dla lokalizacji zapory w wariancie 1

Fig. 4. Batygraphic curve (A) and capacity curve (B) of the designed Pietraszki Reservoir in the 1st variant of the dam course

Obliczenia wykonano na podstawie modelu rzeźby terenu wykorzystując rzędne piętrzenia co 5 cm. Na tej podstawie wyznaczono objętość wody dla rozpatrywanych poziomów piętrzenia. Powierzchnia lustra wody przy MPP wynosi w wariancie pierwszym lokalizacji zapory – 74,37 ha, a przy NPP – 68,92 ha, w drugim zaś odpowiednio: 58,96 ha i 53,53 ha. Pozwoli to na zgromadzenie w zbiorniku ok. 1,4 mln m^3 wody (wariant 1) lub ok. 1,0 mln m^3 (wariant 2), przy praktycznie identycznym zasięgu linii brzegowej. Uzyskane wyniki wskazują, że w wariancie 1 rezerwa powodziowa wyniesie prawie 300 tys. m^3, co pozwoliłoby uniknąć nakładania się w dolinie Bobrzy wysokich fal wezbraniowych Silnicy (gdzie brak jest zbiornika przeciwpowodziowego) i Sufragańca, a to zmniejszyłoby ryzyko powodziowe w dzielnicy Białogon i w rejonie oczyszczalni ścieków „Sitkówka".

Szczegółowa analiza hydrologiczna rzeki Sufraganiec została opracowana na podstawie stacjonarnych badań terenowych prowadzonych w ujściowym jej odcinku (Pietraszki) w okresie 1998-2003 (Ciupa, 2009). Średni roczny bilans wodny zlewni zbiornikowej przedstawia się następująco: suma opadów (P) wynosiła – 714,2 mm, odpływ całkowity (H) – 277,6 mm i straty utożsamiane z parowaniem terenowym (E) – 436,6 mm. Dla potrzeb

projektowych szczególne znaczenie ma analiza elementów bilansu wodnego w cyklu rocznym (rys. 5). Odpływ (H) koncentruje się w miesiącach wiosennych osiągając maksymalne wartości w kwietniu (42,5 mm), co było efektem wiosennych roztopów i wysokich wówczas sum opadu atmosferycznego, przy stosunkowo dużej wilgotności podłoża. Maksimum odpływu występuje niezależnie od maksimum zasilania, a to przypada na miesiące letnie. Opady letnie zużywane są głównie na parowanie, a występujący wówczas wzrost odpływu, pomimo dużych wartości zasilania, jest niewielki. Niskie wartości odpływu całkowitego wystąpiły w analizowanym okresie w maju oraz w sierpniu i we wrześniu, co jest związane m.in. z intensywnym parowaniem, w tym ze zwiększoną transpiracją wynikającą z wegetacji (Suligowski i in., 2009).



P - opady, E - parowanie terenowe, H - odpływ całkowity

P - precipitation, E - evapotranspiration, H - total runoff

Rys. 5. Średnie miesięczne sumy składowych bilansu wodnego (mm) w zlewni zbiornikowej w okresie 1998-2003

Fig. 5. Mean monthly sums of the water balance components (mm) in the reservoir catchment in the period 1998-2003

W celu obliczenia czasu napełnienia zbiornika wykorzystano miesięczne charakterystyki hydrologiczne cieku zasilającego, tj. przepływ średni i nienaruszalny. Wielkość przepływu nienaruszalnego przyjęto na poziomie najbardziej restrykcyjnym, tj. wg metody małopolskiej (Kostrzewa, 1977). W każdym miesiącu obliczono dobowe przepływy dyspozycyjne (ΔQ) oraz na ich podstawie objętości wody, będące do wykorzystania przy napełnianiu zbiornika (tab. 1).

Tab. 1. Miesięczne charakterystyki hydrologiczne niezbędne do obliczenia czasu napełnienia projektowanego zbiornika wodnego „Pietraszki"

Table 1. Monthly hydrological characteristics necessary for the time of the designed Pietraszki Reservoir filling calculation

Charakte-rystyka	Miesiące											
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
SSQ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	0,376	0,456	0,614	0,754	0,933	1,016	0,379	0,655	0,523	0,295	0,239	0,284
SNQ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	0,226	0,164	0,189	0,240	0,291	0,301	0,193	0,198	0,177	0,182	0,161	0,209
$\Delta Q = SSQ - SNQ$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	0,150	0,292	0,425	0,514	0,642	0,715	0,186	0,457	0,346	0,113	0,078	0,075
$\Delta M = \Delta Q \cdot t$ [$m^3 \cdot 24h^{-1} \cdot s^{-1}$]	12960	25229	36720	44410	55469	61776	16070	39485	29894	9763	6739	6480

SSQ – średni przepływ, *SNQ* – przepływ nienaruszalny określony wg metody małopolskiej, ΔQ – przepływ dyspozycyjny, *t* – liczba sekund w ciągu doby, ΔM – średnia dobowa objętość odpływu

SSQ – average runoff; SNQ – inviolable flow established on the basis of the małopolska method; ΔQ – available runoff; t – the number of seconds in a day; ΔM – average daily runoff volume

Rozpoczęcie napełniania zbiornika „Pietraszki" najkorzystniejsze byłoby w okresie wiosennym. Czas napełnienia do normalnego poziomu piętrzenia (NPP – 244,0 m n.p.m.) – wariant 1 – wynosiłby w marcu 25 dni, a kwietniu 22 dni, natomiast w przypadku wariantu 2 odpowiednio – 18 i 16 dni. Jeżeli napełnianie zbiornika – wariant 1 – rozpoczęłoby się 1 czerwca to trwałoby do 6 lipca, a wariancie 2 lokalizacji zapory – do 25 czerwca. Szczególnie niekorzystny okres napełniania jest w miesiącach jesiennych. Gdyby rozpoczęcie napełniania zbiornika nastąpiło 1 września – wariant 1 – to trwałoby do 24 grudnia, a w wariancie 2 lokalizacji zapory – do 8 grudnia. Przedstawione wyżej wyniki obliczeń nie uwzględniają strat początkowych związanych z przesiąkiem oraz parowaniem ze swobodnej, powiększającej się powierzchni lustra wody. Obliczony czas napełniania, planowanego przepływowego zbiornika wodnego, nawet w najbardziej niekorzystnym okresie, jest stosunkowo krótki. Wydłużenie tego czasu nawet o miesiąc nie ma większego znaczenia z punktu widzenia jego funkcjonowania. Udokumentowane zasoby wodne Sufragańca są na tyle wystarczające, że może w niej funkcjonować zbiornik o zaproponowanej powierzchni.

Ograniczenia lokalizacji zbiornika wodnego „Pietraszki”

Lokalizacja zbiornika wodnego w przełomowym odcinku doliny rzeki Sufraganiec będzie miała jednak pewne ograniczenia, związane z uwarunkowaniami hydrogeologicznymi, jakością wód zasilających oraz z istnieniem tu obszarów chronionych.

W południowo-wschodniej części zlewni Sufragańca występuje fragment krasowego zbiornika GZWP 417, a jego obszar najwyższej (ONO) i wysokiej (OWO) ochrony graniczy z linią brzegową projektowanego zbiornika wodnego (Ciupa i in., 2011). Natomiast w strefie ochrony pośredniej ujęcia wody podziemnej w Białogonie (25-letniej) znajduje się cały obszar projektowanego zbiornika. Należy podkreślić, że w zasięgu opracowywanego obiektu nie stwierdzono nigdzie pełnej izolacji pierwszego poziomu użytkowego od powierzchni, a jedynie połowiczną lub jej brak. Konsekwencją takich uwarunkowań hydrogeologicznych jest wysoki stopień zagrożenia wód podziemnych, szczególnie ujmowanych trzema studniami komunalnymi funkcjonującymi w sąsiedztwie (Prażak, 2012, 2014).

W dolnym odcinku rzeki Sufraganiec, wskutek rozbudowy miasta w kierunku jej doliny, jakość wód ulega pogorszeniu. Wynika to z faktu, że rzeka staje się tu odbiornikiem wody z czterech zlewni kanałowych – funkcjonujących w systemie kanalizacji burzowej Kielc. Szczególną rolę odgrywają one latem, gdy następuje przyspieszony odpływ wód opadowych oraz wiosną – topnienie pokrywy śnieżnej w obrębie dróg, parkingów, terenów zabudowanych itd. (Ciupa, 2006). Zrzuty wód w okresach intensywnych opadów i roztopów mogą negatywnie wpływać na jakość wód w zbiorniku. Konieczna jest zatem budowa podczyszczalni ścieków kanalizacji burzowej, w dolnych odcinkach zlewni kanałowych, w okresie poprzedzającym proces napełniania wodą proponowanego zbiornika. Ocena stanu ekologicznego i chemicznego wód Sufragańca w 2013 r. wykazała, że posiadały one III klasę elementów biologicznych, II klasę elementów fizyko-chemicznych (http://kielce.pios.gov.pl). Stan i potencjał ekologiczny został tu określony dla silnie zmienionej jednolitej części wód jako umiarkowany. Należy jednak zwrócić uwagę, że w tym samym czasie sąsiednie rzeki charakteryzowały się słabym (Silnica) i złym (Bobrza) stanem i potencjałem

ekologicznym. Wykazane koncentracje zanieczyszczeń wód dopływających do zbiornika wodnego mogą pogorszyć okresowo jakość retencjonowanej wody. Główne zanieczyszczenia wody Sufragańca tworzą związki azotu, fosforu i chlorki. Substancje biogenne będą sprzyjały tu w sezonie wegetacyjnym intensywnemu rozwojowi fitoplanktonu oraz zarastaniu strefy brzegowej. Dotychczasowe badania stanu jakościowego i ekologicznego wód Sufragańca wskazują jedynie na okresowe zagrożenia w funkcjonowaniu planowanego zbiornika wodnego „Pietraszki".

Pewną przeszkodą w lokalizacji proponowanego zbiornika wodnego może być jego położenie w obrębie obszarów chronionych. Znajduje się on prawie w całości na terenie Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego, jednocześnie w granicach Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu. Ponadto położone są tu dwa spośród trzynastu siedlisk przyrodniczych wchodzących w skład obszaru Natura 2000 Dolina Bobrzy (PLH260014): ciepłolubne murawy napiaskowe *Koelerion glaucae* (6120) i zbiorowiska włosieniczników – *Ranunculion fluitantis* (3260). To pierwsze uznawane jest za siedlisko o znaczeniu priorytetowym dla Wspólnoty Europejskiej i występuje na obrzeżach południowo-wschodnich misy planowanego zbiornika oraz wzdłuż zapory. Z kolei zbiorowiska włosieniczników (nie priorytetowe) związane są z korytem Sufragańca (Dolina Bobrzy, 2013). W dolnym odcinku Sufragańca zidentyfikowano 20 gatunków ryb, w tym kilku prawnie chronionych (m.in. kozy *Cobitis taenia*, strzebli potokowej *Phoxinus phoxinus*, klenia *Leciscus cephalus*, jelca *Leuciscus leuciscus*). Występuje tu również wyjątkowo duża populacja minoga ukraińskiego *Eudontomyzon mariae* - zagrożonego i podlegającego ochronie gatunkowej, dla którego katastrofalne mogą okazać się regulacje cieku – skutkujące zwykle zwiększeniem amplitudy zmian poziomu wody i zamuleniem niektórych odcinków (Drąg-Kozak i in., 2011). Ponadto znaczącą rolę w skali regionu odgrywa tu duża liczebność ważki trzepli zielonej *Ophiogomphus cecilia*, a także izolowane stanowiska motyla przeplatki aurinii *Euphydryas aurinia*. W ujściowym odcinku Sufragańca stwierdzono występowanie bobra europejskiego *Castor fiber*, dla którego zagrożeniem może być planowane uregulowanie koryta poniżej planowanej zapory (Dolina Bobrzy, 2013).

Podsumowanie

Zbiornik wodny „Pietraszki" jest projektowany w dolnej części zlewni rzeki Sufraganiec – na terenie miasta Kielce. Szczegółowa analiza morfologiczna wykazała, że jedyną możliwą lokalizacją zapory zbiornika wodnego jest strefa przełomowa między Górą Marmurek a Machnowicą. W opracowaniu zaproponowano przebieg zapory zbiornika w dwóch wariantach: 1 – dwuskrzydłowa zapora o długości 1162 m, 2 – prostoliniowa o długości 988 m. Rzędna jej korony znajdzie się na wysokości 244,8 m n.p.m, powierzchnia lustra wody zaś przy normalnym poziomie piętrzenia (NPP) wyniesie w wariancie 1 – 68,92 ha, a w wariancie 2 – 58,96 ha. Największa głębokość przy NPP, niezależnie od wariantu lokalizacji zapory, osiągnie 4,2 m. Pozwoli to na zgromadzenie w zbiorniku około 1,4 mln m^3 wody (wariant 1) lub około 1,0 mln m^3 (wariant 2).

Analiza uwarunkowań hydrogeologicznych wskazuje na możliwość infiltracji wód z akwenu i ich napływu do studzien ujęcia komunalnego. Zbiornik prawdopodobnie nie będzie stanowił zagrożenia dla ujęcia, lecz problem ten winien być dokładnie zbadany i wyjaśniony na etapie szczegółowej koncepcji prac projektowych. W przypadku braku akceptacji takiej lokalizacji zapory czołowej przez Dyrektora RZGW istnieje możliwość niewielkiej korekty jej przebiegu, kosztem powierzchni i pojemności użytkowej zbiornika.

Przeprowadzona analiza hydrologiczna wskazuje, że zasoby wód rzeki Sufraganiec są wystarczające do szybkiego napełnienia zbiornika „Pietraszki" (w zależności od pory roku - od 28 do 133 dni), nawet przy uwzględnieniu najbardziej restrykcyjnych kryteriów wyznaczania przepływów nienaruszalnych. Możliwe będzie także prowadzenie racjonalnej gospodarki wodnej na zbiorniku.

Przedstawiona analiza stanu jakościowego i ekologicznego wód Sufragańca wskazuje na okresowe zagrożenia w funkcjonowaniu planowanego zbiornika wodnego Pietraszki, wynikające głównie ze zrzutów ścieków deszczowych i komunalnych, odprowadzanych ze zlewni kanałowych w zachodniej części Kielc.

Istnienie terenów chronionych na analizowanym obszarze, gdzie obowiązuje szereg zakazów, może stanowić przeszkodę w proponowanej lokalizacji zbiornika wodnego przy podejmowaniu ostatecznej decyzji o budowie zbiornika wodnego. Jednakże ważnym argumentem uzasadniającym jego budowę w tym miejscu jest jego znaczenie przeciwpowodziowe, a to spełnia warunki nadrzędnego celu publicznego.

Literatura

Bok M., Jankowski A. T., Michalski G., Rzętała M., 2004, *Zbiornik Dziećkowice – charakterystyka fizycznogeograficzna i rola w górnośląskim systemie wodno-gospodarczym*, Polskie Towarzystwo Geograficzne – Komisja Hydrologiczna, Warszawa.

Choiński A., 2007, *Limnologia fizyczna Polski*, Wyd. UAM, Poznań.

Ciupa T., 2006, *Wpływ użytkowania na transport chlorków i sodu w małych zlewniach na przykładzie Silnicy i Sufragańca (Kielce)* [w:] Krzysztofiak L. (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów Polski w warunkach narastającej antropopresji*, Wyd. Biblioteki Monitoringu Środowiska, Warszawa, s. 297-307.

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., Suligowski R., Biernat T., 2011, *Komentarz do Mapy Sozologicznej w skali 1:50 000, arkusz M-34-42-A Kielce*, GUGiK, Warszawa.

Dolina Bobrzy, 2013, *NATURA 2000 – Standardowy formularz danych*, Generalna Dyrekcja Ochrony Środowiska, Warszawa.

Drąg-Kozak E., Nowak M., Szczerbik P., Klaczak A., Mikołajczyk T., Fałowska B., Socha M., Popek W., 2011, *New data regarding the distribution and ichthyocoenological affinities of the Ukrainian Brook Lamprey, Lampetra (Eudontomyzon) Mariae (Cephalaspidomorphi: Petromyzontiformes: Petro-myzontidae), in southern Poland*, Acta Ichthyologica et Piscatoria, 2, p. 123-127.

Filonowicz P., 1973, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000 ark. Kielce*, PIG, Warszawa.

Grochowska J., Tandyrak R., Dunalska J., Górniak D., 2004, *Drainage basin impact on the hydrochemical conditions in small water reservoirs of the eastern peripheries of Olsztyn,* Limnological Review, 4, p. 95-100.

Gutowski B., Hupka J., Pączkowski P., 1982, *Jezioro Klasztorne w Kartuzach – jezioro czy zbiornik ścieków?* Gospodarka Wodna, nr 10.

Kostrzewa H., 1977, *Weryfikacja kryteriów i wielkości przepływu nienaruszalnego dla rzek Polski,* Mat. Bad. IMGW, ser. Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, Warszawa.

Kudelska D., 1992, *Approaches to urban lakes assessment and restoration in Poland,* Water Pollution Research Journal of Canada, 2, p. 287-300.

Machowski R., Rzętała M. A., Rzętała M., Wistuba B., 2005, *Zbiornik Żywiecki – charakterystyka fizycznogeograficzna i znaczenie społeczno-gospodarcze,* Polskie Towarzystwo Geograficzne – Oddział Katowicki, Sosnowiec.

Marszelewski W., Sokalska A., 2014, *Próba wyznaczenia kryteriów i klasyfikacji „jezior miejskich,* [w:] Ciupa T., Suligowski R. (red.), *Woda w mieście. Monografie Komisji Hydrologicznej PTG – tom 2*. Instytut Geografii UJK Kielce, s. 145-153.

Prażak J., 2012, *Pozycja hydrodynamiczna i znaczenie gospodarcze dewońskich zbiorników wód podziemnych w Górach Świętokrzyskich*. Prace PIG, tom 198.

Prażak J., 2014, *Źródła wody pitnej dla Kielc – w przeszłości i obecnie*. [w:]: Ciupa T., Suligowski R. (red.), *Woda w mieście. Monografie Komisji Hydrologicznej PTG – tom 2*, Instytut Geografii, UJK Kielce, s. 227-236.

Rzętała M., 2000, *Bilans wodny oraz dynamika zmian wybranych zanieczyszczeń zbiornika Dzierżno Duże w warunkach silnej antropopresji,* Prace Naukowe UŚ nr 1913. Wyd. UŚ, Katowice.

Rzętała M., 2008, *Funkcjonowanie zbiorników wodnych oraz przebieg procesów limnicznych w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie regionu górnośląskiego,* Prace Naukowe UŚ nr 172. Wyd. UŚ, Katowice.

Suligowski R., Kupczyk E., Kasprzyk A., Koślacz R., 2009, *Woda w środowisku przyrodniczym województwa świętokrzyskiego,* Instytut Geografii UJK, Kielce.

Szymański D., Dunalska J., Brzozowska R., Sieńska J., Zieliński R., 2014, Ocena stanu troficznego jezior miejskich Olsztyna na podstawie indeksu Carlsona [w:] Traczewska T.M., Kaźmierczak B. (red.), *Interdyscyplinarne zagadnienia w inżynierii i ochronie środowiska. Tom 4,* Oficyna Wyd. Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.

Wiśniewski R., 2007, *The condition and potential methods of restoration of shallow, urban Lake Jelonek,* Environment Protection Engineering, 2, p. 231-241.

http://kielce.pios.gov.pl [data dostępu: 12.03.2015].

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

CZAJA STANISŁAW W.

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi

TYPY KATASTROFALNYCH I WIELKICH WEZBRAŃ POWODZIOWYCH W DOLINIE GÓRNEJ ODRY OD KOŃCA MAŁEJ EPOKI LODOWEJ DO POŁOWY XX WIEKU

TYPES OF CATASTROPHIC AND GREAT FLOODS IN THE UPPER ODER VALLEY SINCE THE END OF LITTLE ICE AGE TILL THE HALF OF THE TWENTIETH CENTURY

Streszczenie. Zachodzące od końca Małej Epoki Lodowej ocieplanie klimatu, przejawiające się występowaniem częstych i gwałtownych wezbrań powodziowych, przypisuje się również gospodarczej działalności człowieka. Należy więc sądzić, że obydwa wymienione czynniki wpłynęły znacząco na formowanie się przepływów ekstremalnych. Aby ocenić zmiany częstości i charakteru wezbrań powodziowych wykonano szczegółowe ich analizy w okresie 100 lat – od drugiej połowy XIX wieku czyli początków ocieplania klimatu, a jednocześnie początków intensywnej działalności gospodarczej człowieka. Stwierdzono, że w pierwszej połowie badanego wielolecia wystąpiły 3 powodzie katastrofalne i 9 powodzi wielkich. W ciągu kolejnych 50 lat liczba powodzi wzrosła 2,5 krotnie. Wystąpiło bowiem 7 powodzi katastrofalnych i 22 powodzie wielkie.

Summary. Climate warming, taking place since the end of the Little Ice Age and manifested by the presence of frequent and violent floods, is also attributed to human economic activity. Therefore one should expect that both these factors significantly influenced the formation of extreme flows. To assess changes in the frequency and nature of floods the detailed analyses of them were performed in the period of 100 years – from the second half of the nineteenth century, i.e. the beginning of climate warming and simultaneously the beginning of intensive human economic activity. It was stated that in the first half of the investigated multiannual period 3 catastrophic floods and 9 great floods occurred. Over the next 50 years the number of floods has increased 2.5 times. There 7 catastrophic floods and 22 great floods happened.

Słowa kluczowe: górna Odra, powodzie, zmiany klimatyczne
Key words: upper Oder, floods, climatic changes

Wstęp

Zachodzące od końca Małej Epoki Lodowej (MEL) zmiany klimatyczne przejawiające się występowaniem częstych i gwałtownych wezbrań powodziowych oraz głębokich niżówek, przypisuje się zarówno ocieplaniu się klimatu jak i gospodarczej działalności człowieka. Intensyfikacja tej działalności miała miejsce w okresie „rewolucji przemysłowej" której początki na kontynencie europejskim datowane są na I połowę XIX wieku. Należy sądzić, że oba te czynniki wpłynęły na warunki formowania się przepływów ekstremalnych (Czaja, 1999). Aby ocenić te zmiany niezbędna jest analiza charakteru i częstotliwości wezbrań powodziowych od drugiej połowy XIX wieku czyli początków okresu ocieplania się klimatu, bowiem koniec MEL datowany jest najczęściej na lata 50. lub 60. wieku XIX (Lamb, 1977; Grove, 1988; Brázdil, 1992).

Do charakterystyki wezbrań powodziowych wybrano źródłową część zlewni Odry po ujście Nysy Kłodzkiej. Powierzchnia zlewni wynosi 13 455 km^2 a długość koryta rzeki około 265 km. Zlewnia górnej Odry w swej południowo-zachodniej części położona jest na terenie Republiki Czeskiej, a w części północnej i północno-wschodniej na terenie Polski. Czeska część zlewni leży na styku Sudetów Wschodnich i Karpat Zachodnich. Struktury te rozdzielone są obniżeniem tektonicznym Bramy Morawskiej, przechodzącej ku północy w Kotlinę Ostrawską i Raciborską. W polskiej części zlewni możemy wyodrębnić Kotlinę Raciborską, w której wyróżniono płaskowyże: Głubczycki i Rybnicki, rozdzielone Przełomową Doliną Górnej Odry, Wysoczyzny Przywyżynne i Nieckę Kozielską oraz Wyżynę Śląską. Dolną część zlewni górnej Odry stanowi południowo-wschodni skraj Niziny Śląskiej.

Odra już od rejonu Ostrawy ma charakter rzeki nizinnej. Świadczy o tym jej niewielki spadek oraz liczne zakola i meandry. Od Chałupek aż po Racibórz, a więc w środkowym odcinku opisywanej doliny, obszar zalewowy ma szerokość 1-2 km, jest płaski, podmokły i porośnięty wilgotnymi łąkami. Odra wcina się w dno strefy zalewowej wąskim korytem, zaledwie na głębokość 2-3 m. Poniżej Raciborza spadek rzeki wyraźnie się zmniejsza a koryto meandruje w obrębie całej, szerokiej na 4-6 km doliny. Obecnie bieg rzeki jest „wyprostowany", bowiem już od połowy XVIII wieku prowadzono

prace regulacyjne, polegające przede wszystkim na przekopywaniu szyi meandrów. Badania i analizy wykonano nie tylko w oparciu o liczne historyczne opisy powodzi, archiwalne szkice i mapy powodziowe, ale przede wszystkim systematyczne obserwacje meteorologiczne i hydrologiczne prowadzone w pierwszym stuleciu ocieplania się klimatu (1856-1957).

Wezbrania powodziowe

Szczegółowe obserwacje powodzi w zlewni górnej Odry prowadzono dopiero od końca wojen napoleońskich, a bezpośrednim powodem zainteresowania było katastrofalne wezbranie w 1813 r. W tamtych latach rozpoczęto również pomiary stanów wody i przepływów Odry oraz instalowanie pierwszych deszczomierzy, głównie w obrębie większych miast zlokalizowanych w dolinie Odry. Instalowanie posterunków opadowych na znacznie szersza skalę rozpoczęto w opisywanej części zlewni górnej Odry w II połowie XIX wieku. Kilka z nich było zlokalizowanych w wysokich partiach masywu Jesioników oraz Morawskośląskich Beskidów i Beskidu Śląskiego (Gravelius, 1895; Hellman, 1899). Prowadzone w drugiej połowie XIX wieku pomiary ciśnienia atmosferycznego i temperatury powietrza oraz obserwacje kierunków napływu mas powietrza pozwalały na względnie precyzyjne określenie warunków synoptycznych w czasie formowania się wezbrań. Zauważono, że większość cyklonalnych układów z wilgotnymi masami powietrza (wilgotnych niżów) transportowana jest z południa Europy. Wyodrębniono wtedy trzy grupy układów niżowych. Pierwsza to niże pochodzące z rejonu Adriatyku, Morza Śródziemnego lub z południowej Francji. Druga grupa niżów pochodziła znad Morza Czarnego i Półwyspu Bałkańskiego. Wydzielono również trzecią grupę układów niskiego ciśnienia, które formowały się w rejonie Niziny Węgierskiej. Jak wynika z przedstawionego opisu warunki meteorologiczne kształtujące sytuacje powodziowe w zlewni górnej Odry są bardzo skomplikowane i w tamtych czasach bardzo trudno było przedstawić klarowny obraz zachodzących zjawisk.

Na początku XX wieku przeprowadzono szereg analiz poszczególnych sytuacji synoptycznych dla wezbrań powodziowych z lat 1880-1907

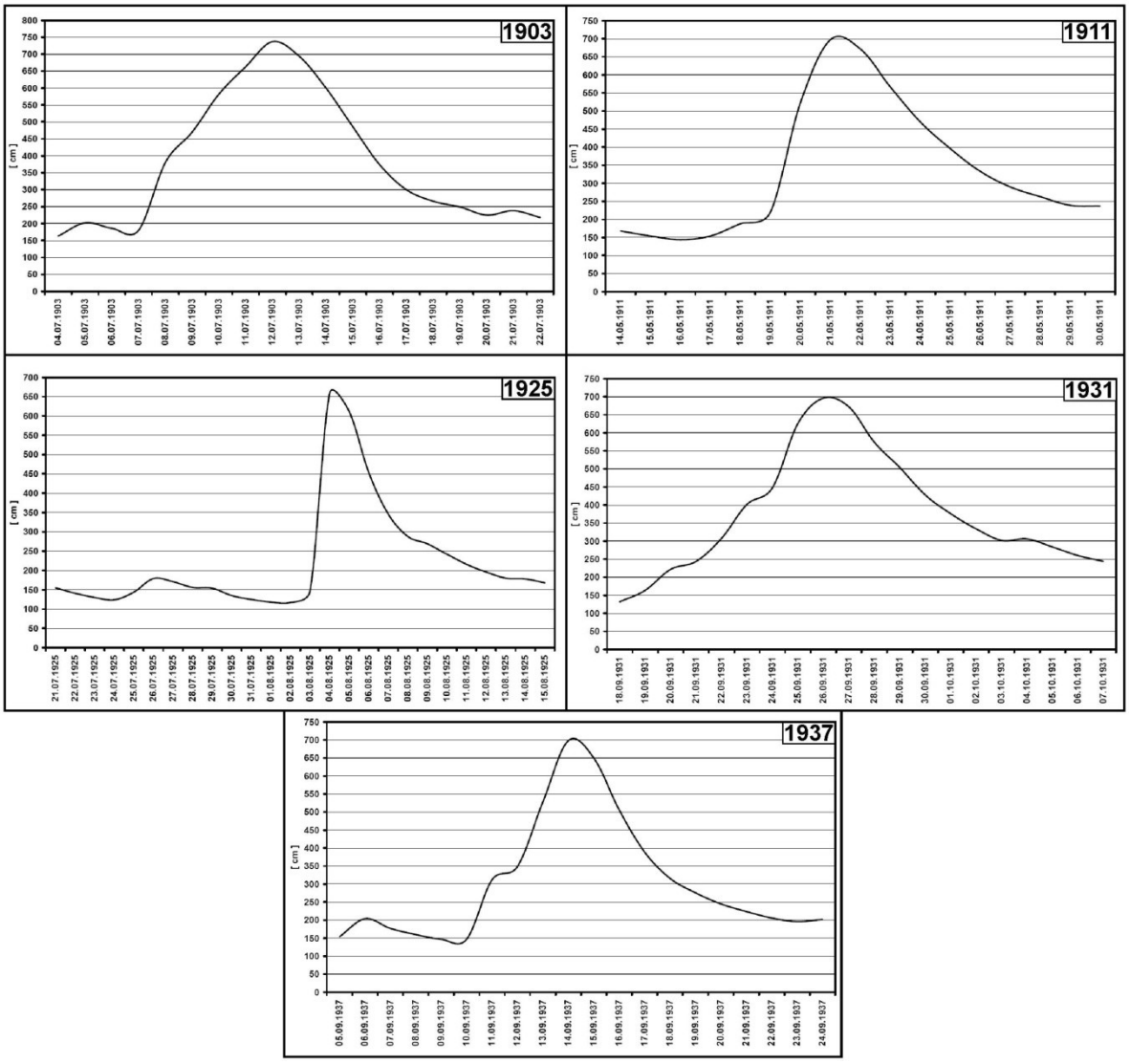
(Der Oderstrom..., 1896), a w latach 30. XX wieku opracowano odrębne monografie powodzi katastrofalnych (Knothe, 1939). Badano trasy przebiegu cyklonów i antycyklonów, mierzono ciśnienie i temperaturę oraz wielkość, natężenie i przestrzenne rozmieszczenie opadów atmosferycznych. Mimo szczegółowych, jak na owe czasy badań i analiz, nie udało się określić prawidłowości przydatnych dla prognozowania wezbrań powodziowych. Już wtedy zwracano jednak uwagę na konieczność prowadzenia szczegółowych obserwacji meteorologicznych, w celu zebrania materiału dla szacowania prawdopodobieństwa wystąpienia letnich powodzi opadowych lub przynajmniej przewidywania ich wielkości (Hellman, Elsner, 1911).

Z prowadzonych obserwacji i pomiarów stanów wody na górnej Odrze wynika, że z uwagi na przebieg wezbrań powodziowych można wyróżnić dwa ich typy.

Typ pierwszy to powodzie o jednej kulminacji fali wezbraniowej utworzonej w wyniku dwu-trzydniowych intensywnych opadów deszczu lub jednodniowych opadów katastrofalnych. W zlewni górnej Odry wezbrania tego typu występują nie tak często jak powodzie o kilku kulminacjach fal. Największe wezbrania o jednej kulminacji fali w badanych okresie wystąpiły w latach: 1903, 1911, 1925 oraz 1931 i 1937.

Wezbranie powodziowe w 1903 r. Minął zaledwie rok od wielkiej i tragicznej w skutkach powodzi z przełomu czerwca i lipca 1902 r., kiedy to w dorzeczu górnej Odry wystąpiło kolejne katastrofalne wezbranie. Uważa się, że powódź ta dorównywała, a może nawet przewyższała największe znane wezbrania z 1813 i 1954 r., bowiem na większości posterunków wodowskazowych zostały osiągnięte najwyższe notowane stany wody.

Jednak na niektórych posterunkach kulminacje powodzi z 1813 i 1854 r. były wyższe niż te z lipca 1903 r. O wielkości opisywanej powodzi świadczą nie tylko wysokości kulminacji i objętości fali wezbraniowej, ale głównie ogromne straty gospodarcze. O charakterze wezbrania zadecydowały warunki hydrometeorologiczne kształtowane już w okresie zimowym i wiosennym. Łagodna zima i niezbyt wilgotna wiosna spowodowały, że wody gruntowe utrzymywały się na poziomie nieco wyższym od przeciętnego. W dniach 4-8 lipca zanotowano dość obfite opady na całym opisywanym terenie. Ich maksima wynosiły od 60 do 100 mm i koncentrowały się w źródłowej części zlewni Odry (rys. 1).



Rys. 1. Przebieg stanów wody na Odrze w przekroju Racibórz w czasie powodzi w latach 1903-1937

Fig. 1. Course of water stages on the Oder in the section of Racibórz during the floods in the years 1903-1937

Źródło (source): Jahrbuch für..., 1901-1940, Karte des..., 1907

W pierwszej dekadzie lipca w Europie środkowej ukształtował się niż baryczny obejmujący górną i środkową część dorzecza Wisły i Odry i sięgający na północ aż po Warszawę. W tym czasie wystąpiły niezwykle intensywne opady, często o charakterze nawałnic. Spowodował je napływ mas wilgotnego powietrza płynącego z północnego zachodu, które dotarły do stoków wschodnich Sudetów i Beskidów. Opady te wystąpiły w okresie od 9 do 11 lipca i swym zasięgiem objęły południową część Śląska i Moraw. Po

upływie 48 godzin od zaistniałej sytuacji na opisywanym obszarze uformowały się dwa centra, w których sumy opadów przekroczyły 250 mm. Największe opady wystąpiły na terenach źródłowych odcinków Opawicy i Osobłogi, natomiast drugie centrum maksymalnych opadów znajdowało się w Beskidach, gdzie wezbrały wszystkie prawobrzeżne dopływy Odry, z Ostrawicą i Olzą na czele (Fischer, 1907; Punzet, 1958a).

Obszar intensywnych opadów, które wywołały lipcową powódź był dość skoncentrowany, a ponadto ich czasowy rozkład był niekorzystny. W pierwszej kolejności opady objęły tereny źródłowego odcinka Odry (dnia 8 i 9 lipca), przy czym największe ich natężenie zanotowano 11 lipca 1903 r. Średnie 24 godzinne opady zanotowane w dniach 9-11 lipca 1903 r. w poszczególnych zlewniach dorzecza górnej Odry wynosiły od 70-90 mm.

Wezbranie powodziowe w 1911 r. rozpoczęło się w źródłowej części zlewni górnej Odry już 19 i 20 maja. Od połowy kwietnia aż do czasu wystąpienia opadów (18-20 maja) miała miejsce dość głęboka niżówka, o czym świadczą stany wody w korycie Odry i jej dopływów. Z kształtu fali wezbraniowej wynika, że była ona skutkiem bardzo intensywnych, 2-3 dniowych opadów deszczu. Na tereny Polski wezbranie to dotarło 21 maja i w godzinach porannych na posterunku Olza fala powodziowa osiągnęła wysokość 600 cm. Do Raciborza dotarła już późnym popołudniem tego samego dnia (godz. 17) i utrzymywała maksymalny stan 702 cm aż do godz. 21. Przepływy maksymalne wynosiły wtedy około 930 $m^3 \cdot s^{-1}$ (Czaja, 2011). W rejonie Koźla i Krapkowic uległa nieznacznemu spłaszczeniu a do ujścia Nysy Kłodzkiej dotarła 24 maja (rys. 1).

Powódź w 1925 r. Kolejna duża powódź w czasie, której zdarzyła się jedna duża fala wezbraniowa wystąpiła w sierpniu 1925 r. Fala powodziowa przeszła przez Chałupki i Racibórz 4 sierpnia a przy ujściu Nysy Kłodzkiej kulminację odnotowano już 6 sierpnia. Wezbranie to trwało aż dwa tygodnie a w Raciborzu zanotowano wtedy kulminację o wysokości 680 cm i przepływy kulminacyjne ok. 760 $m^3 \cdot s^{-1}$. Czas wznoszenia fali ponad 600 cm wynosił 15 godzin a jej opadania 20 godzin (rys. 1).

Wezbrania powodziowe w 1931 i 1937 r. Powodzie, które wystąpiły w 1931 i 1937 r. były do siebie bardzo podobne, zarówno z uwagi na czas wystąpienia (wrzesień), jak i długi czas trwania wezbrania (25 i 20 dni) oraz

wysokość kulminacji w Raciborzu 700 cm i 698 cm. Również przepływy maksymalne i czasy przemieszczania się kulminacji fali powodziowej od Chałupek do ujścia Nysy Kłodzkiej były niemal takie same i wynosiły 95 i 90 godzin. Zasadniczą różnicą obu tych powodzi były objętości fal wezbraniowych, które przepływały przez profil w Raciborzu. W 1931 r. przepłynęło 508 mln m^3, z czego 120 mln m^3 to odpływ bazowy, natomiast w 1937 r. przepłynęło tylko 341 mln m^3, z czego odpływ bazowy stanowił 72 mln m^3 (Punzet, 1958; rys. 1).

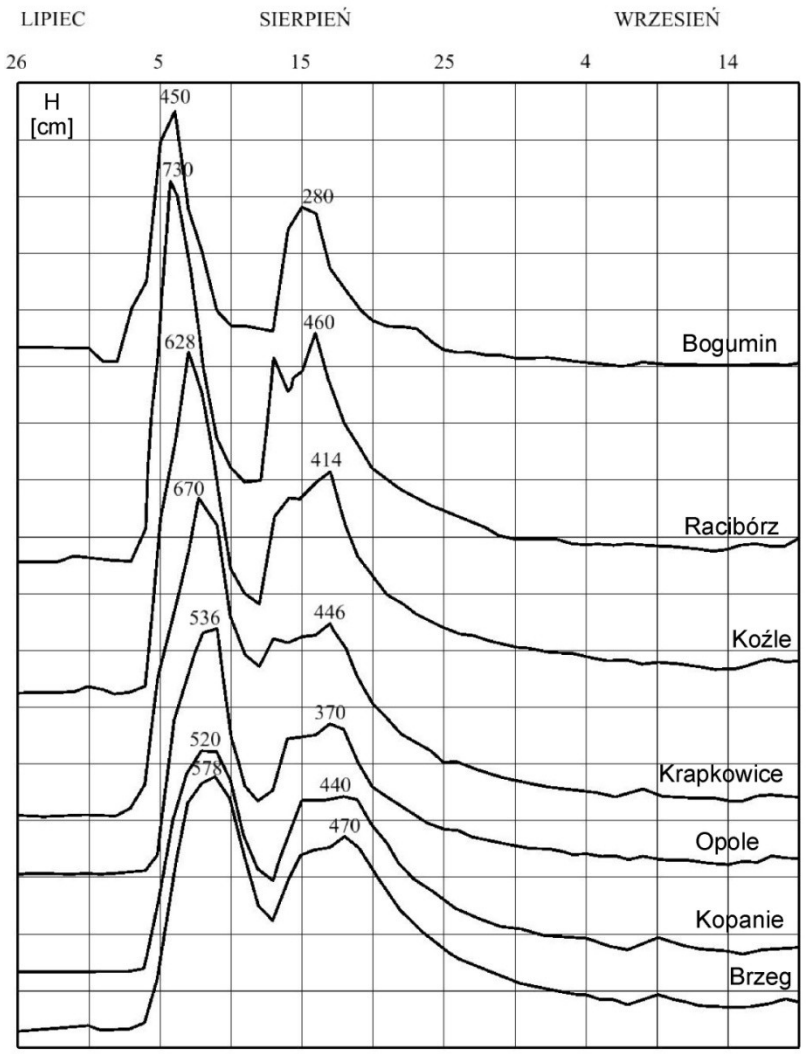
Typ drugi to powodzie o dwóch, trzech a nawet pięciu kulminacjach fal. Ich przyczyną były następujące po sobie duże opady deszczu, przedzielone kilku- lub kilkunastodniowymi okresami bezopadowymi. Niekiedy okresy bezopadowe mogły trwać nawet od 4 do 8 tygodni, jak miało to miejsce w latach: 1899 i 1940. Poza wymienionymi, powodzie tego typu wystąpiły także w latach 1880, 1902, 1938, 1939, 1940 (tab. 1).

Powódź w sierpniu 1880 r. została zapamiętana nie tylko dlatego, że miała katastrofalny charakter ale również, że było to pierwsze wielkie wezbranie po 26 latach posuchy w dorzeczu górnej Odry. W okresie posusznym występowały w tej części dorzecza jedynie powodzie przeciętne i duże. Jednocześnie sierpniowa powódź z 1880 r. była jedną z największych jakie wystąpiły na Odrze w latach 1855-1949. W pierwszych dniach sierpnia 1880 r. nastąpiły obfite deszcze o charakterze opadów ulewnych, głównie w obrębie zlewni źródłowej Odry, Opawy, Ostrawicy i Olzy. Opady te miały podobny przebieg i wysokość, jak te z września 1831 r. Spowodowały one gwałtowny wzrost stanów i przepływów rzek już 3 i 4 sierpnia. W godzinach popołudniowych fala wezbrania dotarła do Raciborza, gdzie osiągnęła najwyższy stan zanotowany w XIX wieku. Po wystąpieniu kulminacji nastąpiło bardzo szybkie opadanie fali wezbrania, bowiem już 11 sierpnia stany wód Odry mieściły się w górnej strefie stanów średnich (200 cm). Poniżej Raciborza fala ta ulegała szybkiej transformacji, ale jeszcze w Krapkowicach kulminowała przy stanie 670 cm, a w Opolu przy stanie 533 cm (Czaja, 2011; rys. 2).

Tab. 1. Kulminacje wezbrań na górnej Odrze w latach 1855-1957 w Raciborzu i Miedonii

Tab. 1. Flood-wave culminations on the upper Oder river in the years 1855-1957 in Racibórz and Miedonia

Racibórz 51,0 km					
Rok	Data kulminacji	Stan wody [cm]	Rok	Data kulminacji	Stan wody [cm]
1855	20.05.	602	1909	7.05. 15.06.	613 668
1858	9.08.	471	1910	6.05. 8.09.	618 682
1860	2.08.	492	1911	21.05.	702
1879	15-16.06.	688	1913	3.07. 18.08.	644 655
1880	6.07.08.	730	1915	5.08. 11.10.	718 658
1883	21.06. 25.06. 27.07.	480 495 602	1918	12.08.	635
1884	22.06.	630	1919	10.07.	614
1885	21.05.	610	1922	15.10.	646
1888	9-10.08. 4-5.09.	556 472	1925	2.07. 4.08.	616 680
1889	31.07.	622	1926	21.06.	665
1891	15.07. 22.07. 26.07.	564 606 596	1929	20.05.	600
1894	18.06. 21.06.	660 560	1930	29.10.	700
1896	9.05.	626	1931	26.09.	700
1897	16.05. 30.07.	538 564	1937	14.09.	689
1899	11.05. 10.07. 14.09.	510 586 530	1938	3.09.	622
1902	21.06.	728	1939	25.05. 28.07. 17.08. 31.10.	638 750 650 653
1903	12.07.	737	1940	2.05. 1.06.	714 726
1907	16.07.	648	Miedonia 55,6 km		
1908	26.07.	600	1949	3.07.	740



Rys. 2. Przebieg stanów wody na górnej Odrze w czasie powodzi w 1880 r.
Fig. 2. Course of water stages on the upper Oder during the floods in 1880 year

Źródło (source): Jahrbuch für..,. 1901-1940, Karte des..,. 1907.

Wezbranie powodziowe w 1902 r. Pierwsze lata XX wieku charakteryzowały się skrajnie różnymi warunkami hydrometeorologicznymi. W 1901 r. wystąpiła niezwykle głęboka niżówka, która swym zasięgiem objęła górną i środkową część zlewni Odry. Natomiast w 1902 i 1903 r. wystąpiły dwa wielkie wezbrania o charakterze powodzi katastrofalnych (Fischer, 1907; Punzet, 1958a). Powódź z czerwca 1902 r. należy do wezbrań ukształtowanych wyłącznie na skutek opadów w źródłowej części dorzecza Odry, obejmującego Góry Oderskie, Beskid Śląski i wschodnie Jesioniki. W przebiegu wezbrania można wyodrębnić trzy kulminacje, które w Raciborzu wystąpiły

16, 21 i 26 czerwca. Podobną genezę, wielkość i przebieg miała również powódź, która wystąpiła w tej części dorzecza w sierpniu 1880 r.

Rok 1902 należał do bardzo wilgotnych, a początek lata był wyjątkowo chłodny. Od grudnia do lutego notowano w źródłowej części dorzecza duże opady śniegu, w ilości przekraczającej średnie z wielolecia. Mimo to nie wystąpiło na górnej Odrze duże wezbranie roztopowe, a średnie stany Odry i jej dopływów utrzymywały się w maju poniżej wartości średnich. Właściwe opady deszczu, których efektem było ukształtowanie się trzech fal powodziowych, wystąpiły w zlewni górnej Odry od 14 do 25 czerwca. Były one spowodowane rozległą strefą niskiego ciśnienia obejmującego obszar od Wysp Brytyjskich przez środkową Europę aż po Finlandię na północy. Pierwsza fala opadów była w dniach 14-18 czerwca a największe natężenie miało miejsce 14 i 15 czerwca. Opady te wywołały niewielkie wezbranie na Odrze i jej dopływach, a fala powodziowa nie przekroczyła wody brzegowej.

Druga fala bardzo silnych opadów wystąpiła w dniach 19 i 20 czerwca. Wywołały one katastrofalne wezbranie powodziowe w dniu 21.06. na Odrze w profilu Racibórz o maksymalnej kulminacji wynoszącej 728 cm. Po trzech dniach opadania fali wezbrania nastąpiła w dorzeczu górnej Odry nowa kulminacja, która na Odrze w profilu Racibórz osiągnęła 663 cm w dniu 26 czerwca. Wywołały ją nowe silne opady, które rozpoczęły się późnym wieczorem 24.06. i trwały niemal przez cały dzień w dniu 25.06.

Lata 1938-1940 to jeden z najbardziej wilgotnych okresów omawianego stulecia. Wystąpiła wtedy seria katastrofalnych i wielkich wezbrań, z których powodzie w latach 1938-1940 charakteryzowały się trzema a nawet pięcioma występującymi po sobie kulminacjami o charakterze powodzi wielkich a nawet katastrofalnych.

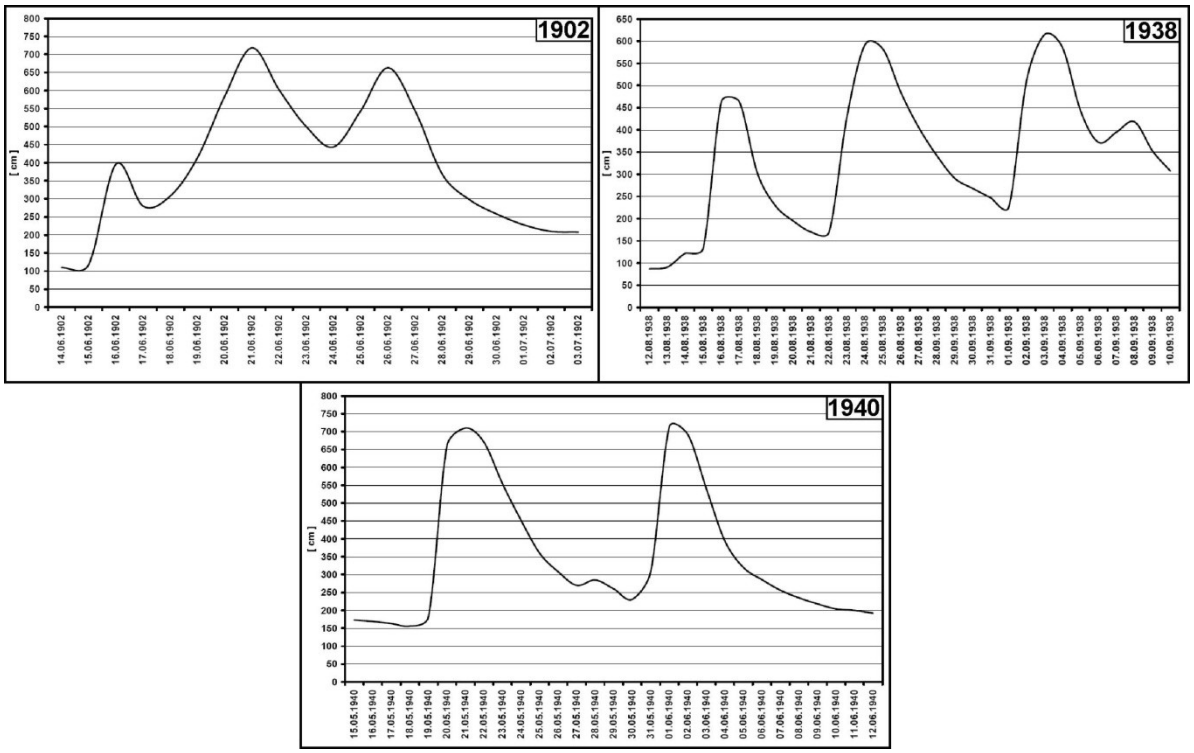
Pierwszą tego typu powodzią było wezbranie w 1938 r. Już od połowy czerwca tego roku w dorzeczu górnej Odry wystąpiła silna posucha, która nieprzerwanie trwała aż do połowy sierpnia. Poziom wody na Odrze i wielu jej dopływach utrzymywał się w dolnej strefie stanów niskich, osiągając na przełomie czerwca i lipca oraz w połowie sierpnia najniższe stany zanotowane od 1925 r. (Knothe, 1939).

Pierwsza fala powodziowa wystąpiła na opisywanym obszarze w dniach 24-27 sierpnia. Jej bezpośrednią przyczyną były silne opady deszczu, które na teren dorzecza górnej i środkowej Odry dotarły 20-21 sierpnia. Już wtedy występowały lokalnie gwałtowne burze lecz największe natężenie opadów, osiągające w Sudetach wschodnich (Jesioniki) i Beskidach Zachodnich 100-120 mm, rozpoczęły się 22 sierpnia i nieprzerwanie trwały przez cztery dni.

Na terenach pogórskich i wyżynnych wystąpiły wtedy również bardzo wysokie opady, bowiem w Paczkowie zanotowano aż 120 mm a w Otmuchowie 110 mm deszczu. Kolejna fala silnych opadów deszczu wystąpiła od 30 sierpnia do 3 września. Przez pierwsze dwa dni ich sumy osiągały 10-20 mm lecz od 1 września przerodziły się w opady o charakterze nawalnym. Opady deszczu, które wystąpiły w dniach 5-6 września spowodowały utworzenie się czwartej już fali wezbraniowej, która w Raciborzu kulminowała na wysokości 465 cm. Przez H. Knothe (1939) została ona uznana jako fala międzywezbraniowa (Zwischenwelle). Autor ten wyodrębnił także piątą falę, którą określił jako „powezbraniową" – Nachwelle (rys. 3).

W 1939 r. wystąpiła seria czterech wezbrań powodziowych, których fale kulminowały w maju, lipcu, sierpniu i październiku. Trzy z nich były powodziami wielkimi, a powódź z ostatnich dni lipca miała charakter powodzi katastrofalnej. W korycie i dolinie Odry, na odcinku od Chałupek do Raciborza, wystąpiły wtedy stany i przepływy wody, które zostały przekroczone dopiero w lipcu 1997 r.

Pierwsze wezbranie wystąpiło w ostatniej dekadzie maja i miało charakter powodzi wielkiej. Jego kulminacja na odcinku Chałupki – ujście Nysy Kłodzkiej wystąpiła w dniach od 24 do 27 maja, a odpływ maksymalny osiągnął w Raciborzu prawie 790 $m^3 \cdot s^{-1}$. Główna część fali powodziowej, która w profilu w Raciborzu trwała od 21 maja do 1 czerwca dała odpływ całkowity, oszacowany przez J. Punzeta (1958a) na 320 mln m^3. Z rozdziału fali wezbrania wynikało, że ze spływu powierzchniowego pochodziło aż 290 mln m^3, a odpływ bazowy stanowił około 30 mln m^3 wody. Czas wznoszenia fali wezbrania od 600 do 638 mm wynosił 25 godzin, a jej opadania (do 600 cm) 31 godzin.



Rys. 3. Przebieg stanów wody na Odrze w przekroju Racibórz w czasie powodzi w latach 1902-1940

Fig. 3. Course of water stages on the Oder in the section of Racibórz during the floods in the years 1902-1940

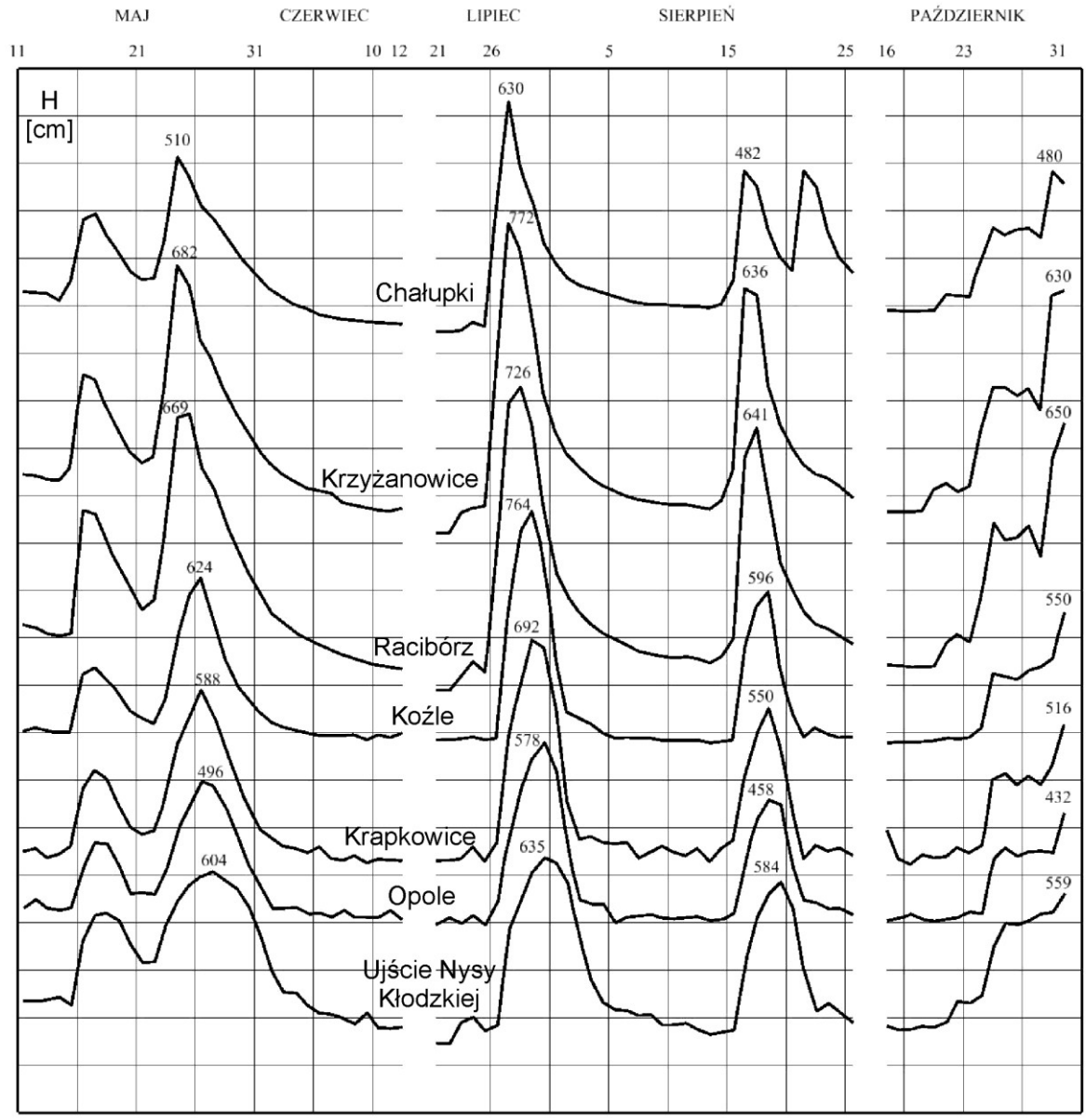
Źródło (source): Jahrbuch für..., 1901-1940, Karte des...,1907

Przyczyną powodzi, która wystąpiła w ostatnich dniach lipca tego roku były bardzo intensywne opady deszczu o charakterze nawałnic i kilku a nawet kilkunastogodzinnych burz. Wystąpiły one w dniach 25-26 lipca i swym zasięgiem objęły pasma Jesioników i Beskidu Zachodniego oraz obszar Kotliny Ostrawskiej i Raciborskiej. Na niektórych posterunkach w źródłowej (górskiej) części dorzecza górnej Odry zanotowano opady o wysokości 200-250 mm, a na Lysej Horze aż 355 mm opadu. Czas wystąpienia tych opadów był bardzo krótki, bowiem trwały one od 30 do 35 godzin. Nienotowane wcześniej opady o tak krótkim czasie trwania i wysokościach przekraczających 140 mm wystąpiły w obrębie Kotliny Ostrawskiej i Raciborskiej. Spowodowały one uformowanie się wielkiej fali wezbrania o kulminacji 750 cm. Była największą z notowanych na tym posterunków od czasu rozpoczęcia stałych obserwacji stanów wody (w 1818 r.) do lipca 1997 r. Poniżej Raciborza fala ta uległa szybkiemu spłaszczeniu i już w Koźlu wystąpiło jej maksimum na wysokości

788 cm (przy kulminacji 818 cm w 1903 r.), a w Krapkowicach maksimum fali osiągnęło „zaledwie" 698 cm (przy 780 cm w 1903 r.). Zaledwie fala tego wezbrania zdążyła wrócić do swej podstawy i osiągnąć poziom stanów średnich, a już nastąpiło w drugiej połowie sierpnia kolejne wielkie wezbranie o charakterze powodzi wielkiej. Jego fala kulminowała w profilu Chałupki w dniu 16 sierpnia (w godzinach 14:00-18:00), w profilu Racibórz 17 sierpnia (w godz. 3:00-7:00), gdzie osiągnęła wysokość 650 cm, a przy ujściu Nysy Kłodzkiej w dniu 19 sierpnia (w godz. 7:00-12:00). Czwarte, ostatnie wezbranie w 1939 r., które w Raciborzu kulminowało na wysokości 653 cm (a więc osiągnęło parametry powodzi wielkiej) wystąpiło w ostatnim tygodniu października). Fala tego wezbrania była podobna do fali wezbrania sierpniowego, bowiem osiągnęły one podobne kulminacje i objętości przepływu. Czas przemieszczania się powodzi w dolinie Odry od Chałupek do ujścia Nysy Kłodzkiej wynosił około 90 godzin (rys. 4).

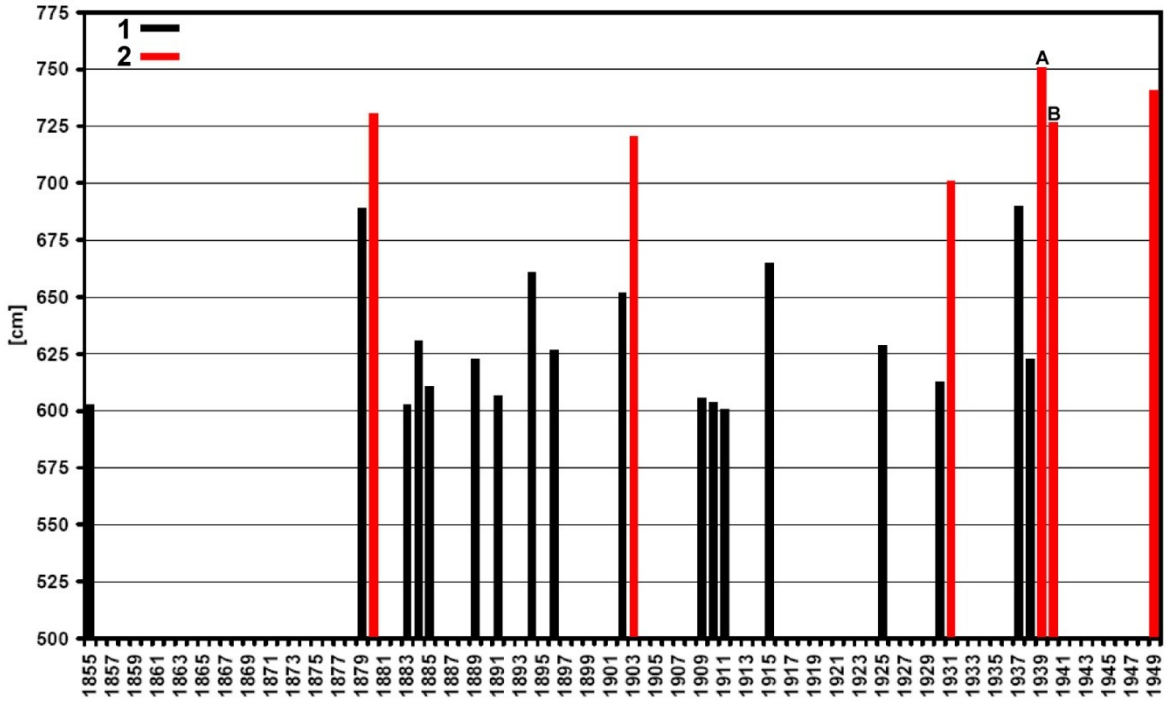
W 1940 r. wystąpiło kolejne wezbranie powodziowe. Na omawianym odcinku górnej Odry (od profilu w Chałupkach do ujścia Nysy Kłodzkiej) kulminowało ono dwoma następującymi po sobie falami, z których każda miała charakter powodzi katastrofalnej. Pierwsza kulminacja fali wezbraniowej wystąpiła na początku 3 dekady maja, natomiast druga w pierwszych dniach czerwca 1940 r. Pierwsza fala powodziowa została spowodowana silnymi opadami deszczu, które miały charakter nawałnic i długotrwałych burz. Wystąpiły one w dniach 18 i 19 maja, głównie na terenach Beskidów Zachodnich, Gór Oderskich i pasma Hrubego Jesionika. Sumy tych opadów osiągnęły tam 150-200 mm. Stany wody na Odrze zaczęły się podnosić już 19 maja, lecz gwałtowny ich wzrost nastąpił w dniu 20 maja. Fala pierwszego wezbrania kulminowała w Chałupkach w godzinach południowych 20 maja, w Raciborzu 22 maja (gdzie osiągnęła 714 cm) przy ujściu Nysy Kłodzkiej 23 maja, osiągając stan 668 cm. Pierwsza fala wezbraniowa opadała stosunkowo wolno, a stosunek czasu wznoszenia do jej opadania wynosił aż 1:3,93. Poziom wody na Odrze osiągnął w dniach 28-29 maja środkową strefę stanów średnich. Jednak już 31 maja tego roku zarówno w polskiej, jak i w czeskiej części dorzecza wystąpiły kolejne, bardzo intensywne pady deszczu o charakterze burzowym. Opady te miały miejsce nie tylko na terenach górskich, ale również na Wyżynie Śląskiej i w Kotlinie Raciborskiej. Kulminacje drugiej fali powodziowej na Odrze były

nieco wyższe od zanotowanych w dniach 20-23 maja, ale wystąpiły wtedy niższe przepływy rzek. Maksymalne wysokości fali wezbraniowej wystąpiły: w Krzyżanowicach 752 cm w dniu 1 czerwca i Raciborzu 726 cm w dniu 1 czerwca, w Koźlu 770 cm w dniu 2 czerwca, w Krapkowicach 702 cm w dniu 3 czerwca, w Opolu 586 cm w dniu 3 czerwca, a przy ujściu Nysy Kłodzkiej 654 cm w dniu 4 czerwca (rys. 3).



Rys. 4. Przebieg stanów wody na górnej Odrze w czasie powodzi w 1939 r.
Fig. 4. Course of water stages on the upper Oder during the floods in 1939 year

Źródło (source): Jahrbuch für..., 1901-1940, Karte des..., 1907



1 - powodzie wielkie; 2 powodzie katastrofalne; A - w 1939 r. wystąpiła 1 powódź katastrofalna i 3 powodzie wielkie; B - w 1940 r. wystąpiły 2 powodzie katastrofalne

1 - great floods; 2 - catastrophic floods; A - in 1939 year 1 catastrophic and 3 great floods occurred; B - in 1940 year 2 catastrophic floods occurred

Rys. 5. Kulminacje katastrofalnych i wielkich powodzi w przekroju Racibórz w latach 1855-1957

Fig. 5. Culminations of catastrophic and great floods in the section of Racibórz in the years 1855-1957

Źródło (source): Jahrbuch für..., 1901-1940, Karte des..., 1907

Tab. 2. Klasyfikacja wezbrań powodziowych na górnej Odrze

Tab. 2. Classification of floods on the Upper Odra river

Typ powodzi	Stan wody w profilach [w cm]		
	Racibórz	Miedonia*	Opole
Katastrofalna	powyżej 700	powyżej 800	powyżej 500
Wielka	600-700	700-800	400-500
Duża	380-600	600-700	300-400
Ponadprzeciętna**	poniżej 380	poniżej 600	poniżej 300

* wg Czaja, Domańska, 2010 ** nie określono dolnej granicy dla tych powodzi

Według (after): Mann, 1905; Fischer, 1907; Czaja, 2011

Objętość drugiej fali wezbrania wyniosła 318 mln m^3, z czego ponad stan 600 cm przepłynęło 69 mln m^3 wody. Podobnie jak w przypadku pierwszej fali powodziowej czas opadania drugiej fali był również bardzo długi i wynosił 1:3,15 (Punzet, 1958a)

W badanym okresie na górnej Odrze zdecydowanie dominowały powodzie o występujących po sobie dwóch, trzech a nawet pięciu kulminacjach. Powodzie o jednej kulminacji fali występowały rzadko. Wezbrania złożone z kilku fal są bardzo groźne, bowiem posiadają znacznie większe objętości przy nieznacznie niższych przepływach kulminacyjnych. Już dziewiętnastowieczni badacze dostrzegali brak wyraźnej regularności występowania wezbrań powodziowych. Czyniono więc wiele spekulacji, aby określić ich rytm występowania. Najczęściej czas wystąpienia wielkiej powodzi wiązano z aktywnością słońca, lecz teza ta nie znajduje potwierdzenia u współczesnych hydrologów. Z obserwacji stanów wody na górnej Odrze wynika, że w analizowanym okresie katastrofalne i wielkie powodzie mogły zdarzać się w pojedynczych latach np. 1894, 1915, 1922, 1949, w cyklach dwuletnich np. 1879-1880, 1896-1897, 1902-1903, 1918-1919 a nawet w cyklach trzy i czteroletnich np. 1883-1886, 1889-1891, 1909-1911, 1929-1931, 1937-1940 (Czaja, 2011, rys. 5).

Według klasyfikacji wezbrań powodziowych opracowanej przez hydrologów niemieckich na przełomie XIX i XX wieku na górnej Odrze występują cztery typy wezbrań: katastrofalne, wielkie, duże oraz powodzie ponadprzeciętne (Mann, 1905; Fischer, 1907). Zmiana lokalizacji posterunku wodowskazowego w Raciborzu (51,0 km biegu rzeki) na posterunek w Miedoni (55,6 km biegu rzeki) gdzie istnieją inne parametry koryta szerokości międzywala i spadków rzeki Odry, spowodowała konieczność wyznaczenia nowych stanów granicznych dla typów wezbrań powodziowych (Czaja, 2011; tab. 2).

Uwagi końcowe i wnioski

W literaturze hydrologicznej pojawiały się od wielu lat stwierdzenia o wzroście częstotliwości wezbrań powodziowych rzek, obserwowane zwłaszcza w zlewniach górnej Odry i Wisły (Gregor, 1903; Fisher, 1915, Czaja,

2011). Opinie te wymagają jednak bardziej szczegółowej analizy. Częstotliwość występowania wezbrań o charakterze powodziowym, wysokość fali i jej czas trwania zależy od sytuacji hydrometeorologicznej, która może sprzyjać występowaniu wezbrań. Wzrost potencjalnego zagrożenia powodziowego od końca Małej Epoki Lodowej jest również wynikiem ingerencji człowieka w środowisko przyrodnicze. Są to zmiany zagospodarowania przestrzennego, przejawiające się w wylesianiu lub zmianach struktury lasu, zmniejszaniu powierzchni gruntów rolnych oraz łąk i pastwisk na korzyść zabudowy miejsko-przemysłowej i infrastruktury technicznej. W analizowanym stuleciu można wyróżnić trzy charakterystyczne okresy występowania wezbrań powodziowych.

Okres pierwszy obejmował lata 1856-1878, kiedy to na górnej Odrze nie występowały powodzie katastrofalne, a w Raciborzu wystąpiło jedynie jedno wezbranie o charakterze powodzi wielkiej.

Okres drugi obejmował lata 1879-1940, a więc dwie ostatnie dekady XIX wieku i cztery dekady wieku XX. Były to lata bardzo wilgotne, o dużej częstotliwości wezbrań powodziowych. W ciągu 62 lat wystąpiło bowiem 40 wezbrań, z których 8 miało charakter powodzi katastrofalnych, a 22 charakter powodzi wielkich.

Okres trzeci (1941-1957) to lata posuszne, kiedy w zlewni górnej Odry jedno wezbranie o charakterze powodzi katastrofalnej (lipiec 1949 rok). Jednak wysokość stanów wody, a więc i kulminacji fal powodziowych obserwowanych w Raciborzu po 1942 r., nie jest porównywalna z poprzednimi obserwacjami. Był to efekt wybudowania nowego koryta Odry, tzw. Kanału Ulgi, którym odprowadzano nadmiar wód w czasie wysokich przepływów Odry. Nowy profil pomiarowy na Odrze zlokalizowano w Miedoni, poniżej Raciborza, gdzie były inne parametry koryta, szerokości międzywala i doliny Odry oraz spadki rzeki.

Analiza wezbrań powodziowych występujących w zlewni górnej Odry od XVI wieku do czasów współczesnych wykazała, że ich częstotliwość i wielkość uległa istotnym zmianom. Z przedstawionych charakterystyk wynika, że w latach 1855-1947 wystąpiło na górnej Odrze 41 powodzi katastrofalnych i wielkich wywołanych burzowymi lub rozlewnymi opadami deszczu. W pierwszej połowie (1855-1906) badanego wielolecia wystąpiły

3 powodzie katastrofalne i 9 powodzi wielkich, natomiast w drugiej połowie (1907-1957) badanego wielolecia wystąpiło **7 powodzi katastrofalnych i 22 powodzie wielkie**. Należy więc stwierdzić, że na górnej Odrze w drugiej połowie analizowanego stulecia znacząco, bo prawie 2,5-krotnie, wzrosła liczba powodzi katastrofalnych i wielkich (tab. 1).

Literatura

Brázdil R., 1992, *Climatic conditions of the Little Ice Age In Bohemia* [w:] Mikami T. (red.): *Proceedings of the international Symposium on the Little Ice Age*. Metropolitan Uniwersity, Tokyo.

Czaja S., 1999, *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antroporesji (na przykładzie konurbacji katowickiej),* Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

Czaja S., 2011, *Powodzie w dorzeczu górnej Odry,* Uniwersytet Śląski, Katowice.

Czaja S., Domańska J., 2010, *Zagospodarowanie doliny górnej Odry w aspekcie zagrożenia powodziowego,* Dzienniki Naukowe WST w Katowicach.

Der Oderstrom, sein Stromgebiet und seine Wichtigsten Nebenflüsse, 1896, Berlin.

Dubicki A., Słota H., Zieliński J., 1999, *Dorzecze Odry: monografia powodzi lipiec 1997,* IMGW, Warszawa.

Fischer K., 1907, *Sommerhochwasser der Oder von 1813 bis 1903,* Jahrbuch für die gewässerkunde Norddeutschlands. Besondere Mitteilungen Bd. 1, Nr 6, Ernst Siegfried Mittler und Sohn, Berlin.

Fischer K., 1915, *Niederschlag und Abfluss im Odergebiet. Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands. Besondere Mitteilungen*, Bd. 3 Nr 2, Berlin.

Gravelius H., 1895, *Erläuterung der Beziehungen zwischen meteorologischen und hochwasser Erscheinnungen im Odergebiet,* Berlin.

Gregor J., 1903, *Die Uberschwemmungen an der obereit Oder,* Ratibor.

Grove J. M., 1988, *The Little Ice age. Menthuen*, London.

Hellmann G., 1899, *Regenskarte der Provinz Schlesien,* Dietrich Reimer, Berlin.

Hellmann G., Elsner G., 1911, *Meteorologische Untersuchungen über die Sommerhochwasser der Oder,* Behrend&Co., Berlin.

Herrmann K., 1930, *Die Entwicklung der Oder vom Natur zum Kulturstrom,* Berlin.

Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands [Roczniki hydrograficzne] 1901-1940, Berlin.

Karte des Überschwemmungsgebiet der Oder im Jahre 1907, Breslau.

Knothe H., 1939, *Das schlesische sommerhochwasser 1938*, Verlag Priebatschs Buchhandlung, Breslau.

Lamb H. H., 1977, *Climate: Present, Past and Future, vol. 2. Climatic History and the future*, Menthuen, London.

Mann H., 1905, *Hochwasser vom August / September 1813 seine Ursachen und sein Verlauf*, Berlin.

Punzet J., 1958, *Z zagadnień hydrologii górnej Odry, cz. I i II*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, T. VI, PIHM, Warszawa.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

FAC-BENEDA JOANNA

Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Katedra Hydrologii

WIELKOŚĆ ODPŁYWU SZACOWANA Z MAPY ŚREDNIEGO ROCZNEGO WSKAŹNIKA ODPŁYWU

OUTFLOW VOLUME BASED ON THE MAP OF THE AVERAGE ANNUAL OUTFLOW COEFFICIENT

Streszczenie. Głównym kryterium wyboru obszaru badań była przynależność dorzeczy do jednego systemu hydrograficznego. Wybrane dorzecza, jak pisze m.in. Drwal (1979, 1982, 2001), wchodzą w skład kaszubskiego systemu hydrograficznego - *ksh*. W skład *ksh* wchodzą dorzecza Słupi, Łupawy, Łeby, Redy, Wdy, Wierzycy oraz Raduni (rys. 1, tab.1). Tak określony obszar badań o kształcie wieloboku wydłużonego z północnego zachodu na południowy wschód, zajmuje powierzchnię około 7 600 km^2 (tab. 1). Sieć rzeczna kaszubskiego systemu hydrograficznego rozwija się zgodnie z prawami Hortona, a jej strukturę można badać metodą analizy sieci. W jej analizie wiarygodne wyniki można uzyskać stosując metodę Drwala. Wiedza o położeniu w przestrzeni geograficznej zlewni spełniających tę samą funkcję hydrologiczną (jednostek elementarnej struktury hydrograficznej), zastosowanie metod analizy sieci oraz znajomość odpływu w profilu zamykającym jest podstawą do szacowania odpływu ze zlewni nie objętych stałą kontrolą hydrometryczną. Zasoby wodne można odczytać z map średniego rocznego wskaźnika odpływu (rys. 3, rys. 4). Mogą mieć one również zastosowanie w praktyce. Można na ich podstawie określić odpływ z dowolnego miejscu w systemie, bez konieczności wykonywania obliczeń matematycznych. W konsekwencji mogą posłużyć waloryzacji stosunków wodnych niewielkich jednostek terytorialnych, na przykład ujętych w Ramowej Dyrektywie Wodnej scalonych części wód powierzchniowych (SCWP), czy zlewni jednolitych części wód powierzchniowych (JCWP).

Abstract. The main criterion of the selection of the study areas was the fact that the drainage basins belong to one hydrographic system. The selected drainage basins, as states Drwal (1979, 1982, 2001) and others, belong to the Kashubian hydrographic system – *ksh*. The *ksh* includes the drainage basins of the Słupia, Łupawa, Łeba, Reda, Wda, Wierzyca and Radunia (Fig.1, Table 1). The study area has the shape of a polygon elongated from the north west to the south east and encompasses an area of about 7 600 km^2 (Table 1). The river network of the Kashubian hydrographic system develops according to Horton's laws, and its structure can be studied using the method of network analysis. In network analysis more reliable results can be obtained by using Drwal's method. The knowledge of the situation in the geographical space of areas performing the same hydrological function (elementary hydrographic structure), the application of network analysis and the knowledge about outflow in gauge station gives grounds for estimating outflow in catchments not covered by

hydrometric control. Water resources can be indicate by average annual outflow coefficient maps (Fig.3, Fig.4). The performed research reveals that outflow maps can have pracical applications. On the basis of them it is possible to determine the outflow from any point in the system without the necessity of performing mathematical calculations. Consequently, they can be used for the valorisation of water relationships of small territorial units, e.g. included in the Water Framework Directive of integrated surface water bodies (*SCWP*) or catchments of uniform surface water bodies (*JCWP*).

Słowa kluczowe: kaszubski system hydrograficzny, odpływ, analiza sieci, elementarna struktura hydrograficzna, zlewnie niekontrolowane
Key words: cashubian hydrographic system, outflow, network analysis, elementary hydrographic structure, non-control catchments

Wstęp

Wzrastające zapotrzebowanie na informację hydrologiczną z małych niekontrolowanych zlewni skłania nadal badaczy do poszukiwania metod określania odpływu w przypadku braku danych pomiarowych. Niekontrolowanych, tzn. takich, w których nie prowadzono lub prowadzono niesystematyczne pomiary stanów i przepływów wody. Według stanu z 30.06.2010 r. w Polsce czynnych było 899 wodowskazów (w tym 93 na jeziorach), a liczba rzek objętych kontrolą hydrometryczną wynosiła 403. Stałą kontrolą hydrometryczną objęte są zazwyczaj zlewnie o powierzchni kilkudziesięciu czy kilkuset km^2, jednak w badaniach hydrologicznych często potrzebne są dane o odpływie ze zlewni o powierzchni kilkunastu, a nawet kilku km^2.

Od lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku w zlewniach o niepełnej informacji hydrometrycznej stosuje się metodę tzw. geomorfologicznego chwilowego hydrogramu jednostkowego (GIUH), której podstawy teoretyczne po raz pierwszy podali I.Rodriguez-Iturbe, G. Devoto i J. B. Valdes (1979). Powszechnie stosowaną metodą przez inżynierów jest metoda interpolacji, zlewni różnicowej oraz metoda ekstrapolacji (Ciepielowski, 1999). Wielkość przepływu w profilu niekontrolowanym można uzyskać również stosując metodę profilu hydrologicznego rzeki (Bajkiewicz-Grabowska, 1980; Mikulski, Bajkiewicz-Grabowska, 1986). W miarę precyzyjną informację hydrologiczną, a co ważniejsze graficzną, można uzyskać stosując metody pośrednie, bazujące na analizie sieci.

Obszar badań

Badaniem objęto kaszubski system hydrograficzny (*ksh*), w skład którego wchodzi siedem zlewni: zlewnię Słupi, zlewnię Łupawy, zlewnię Łeby, zlewnię Redy, zlewnię Wdy, zlewnię Wierzycy oraz zlewnię Raduni (Drwal, 1979a, 1982, 2001, Fac-Beneda, 2011; rys. 1).

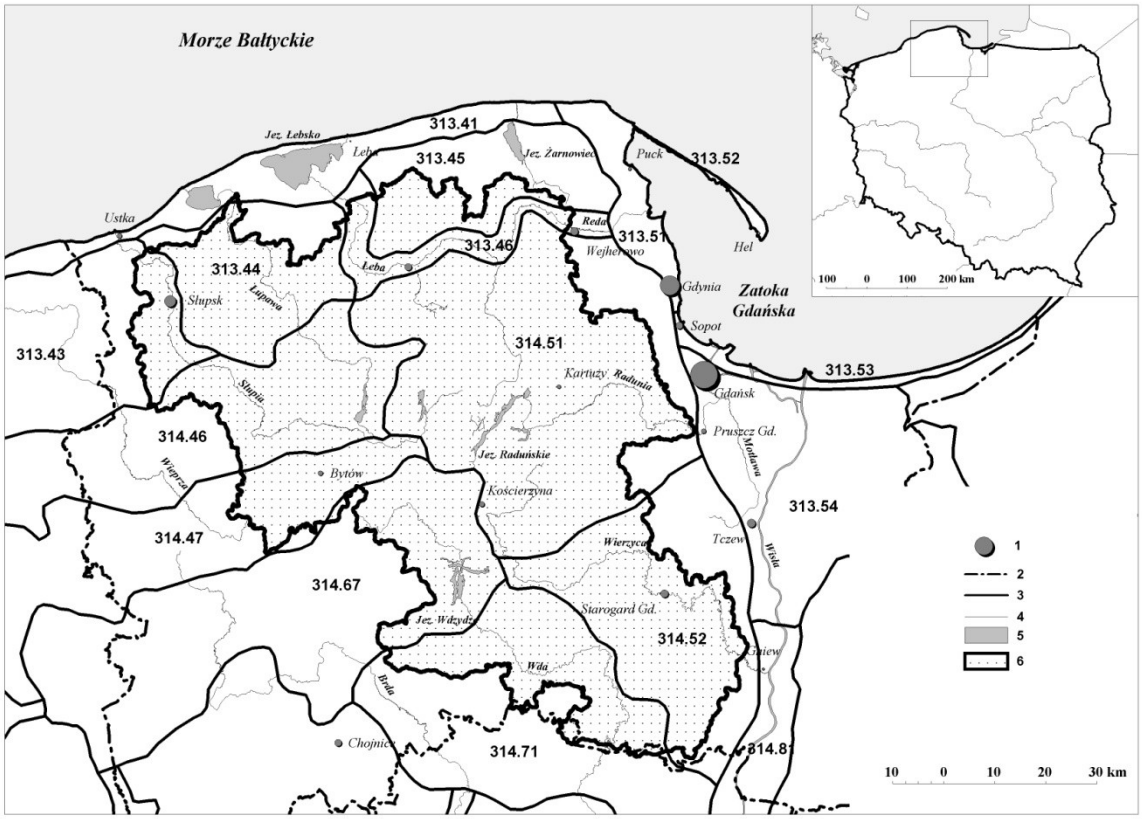
Tab. 1. Zlewnie *ksh* objęte badaniem

Table 1. Drainage basins of the ksh covered by research

Rzeka (przekrój)	**Pow. zlewni** [km^2] ***)**	**Okres badań**	**SSQ lub SQ** [m^3·s^{-1}]	**NNQ lub NQ** [m^3·s^{-1}]
Słupia (Charnowo)	1597,79	1971-2000	18,00	6,00
		2009	17,21	9,90
Łupawa (Smołdzino)	807,27	1961-2000	8,40	1,34
		2009	8,29	4,96
Łeba (Cecenowo)	1099,03	1961-2000	11,73	4,33
		2009	11,62	7,40
Reda (Wejherowo)	409,99	1961-2000	4,34	0,61
		2009	3,96	2,30
Wda (Błędno)	1374,45	1971-2000	8,97	4,12
		2009	8,58	6,14
Wierzyca (Brody Pomorskie)	1543,36	1961-2000	8,76	2,02
		2009	7,07	3,96
Radunia (Juszkowo)	790,54	1966-2000	6,25	0,50
		2009	6,34	2,43

*) *wg Czarnecka i inni (2005)*

Z centrum systemu, ze Wzgórz Szymbarskich, wody spływają promieniście, tj. na wschód (Radunia), na północ (Reda i Łeba), na zachód (Łupawa i Słupia) oraz na południe (Wda i Wierzyca). Zlewnię Słupi zamknięto przekrojem w Charnowie, zlewnię Łupawy w Smołdzinie, zlewnię Łeby w Cecenowie, zlewnię Redy w Wejherowie, zlewnię Wdy w Błędnie, zlewnię Wierzycy w Brodach Pomorskich, a zlewnię Raduni w Juszkowie (tab. 1). Tak określony obszar badań o kształcie wieloboku wydłużonego z północnego zachodu na południowy wschód, zajmuje powierzchnię około 7 622,43 km^2.



Rys. 1. Położenie obszaru badań

Fig.1. Study area

1 - główne miasta, 2 - granica województwa pomorskiego, 3 - granice mezoregionów, 4 - cieki, 5 - jeziora, 6 - obszar badań; 313.41 - Wybrzeże Słowińskie, 313.43 - Równina Słupska, 313.44 - Wysoczyzna Damnicka, 313.45 - Wysoczyzna Żarnowiecka, 313.46 - Pradolina Redy-Łeby, 313.51 - Pobrzeże Kaszubskie, 313.52 - Mierzeja Helska, 313.53 - Mierzeja Wiślana, 313.54 - Żuławy Wiślane, 314.46 - Wysoczyzna Polanowska, 314.47 - Pojezierze Bytowskie, 314.51 - Pojezierze Kaszubskie, 314.52 - Pojezierze Starogardzkie, 314.53 - Pojezierze Iławskie, 314.66 - Pojezierze Szczecinieckie, 314.67 - Równina Charzykowska, 314.71 - Bory Tucholskie, 314.81 - Dolina Kwidzyńska

1 - main towns, 2 - border of Pomeranian province, 3 - border of meso region, 4 - streams 5 - lakes, 6 - study area, 313.41 - Pobrzeże Słowińskie, 313.43 - Równina Słupska, 313.44 - Wysoczyzna Damnicka, 313.45 - Wysoczyzna Żarnowiecka, 313.46 - Pradolina Redy-Łeby, 313.51 - Pobrzeże Kaszubskie, 313.52 - Mierzeja Helska, 313.53 - Mierzeja Wiślana, 313.54 - Żuławy Wiślane, 314.46 - Wysoczyzna Polanowska, 314.47 - Pojezierze Bytowskie, 314.51 - Pojezierze Kaszubskie, 314.52 - Pojezierze Starogardzkie, 314.53 - Pojezierze Iławskie, 314.66 - Pojezierze Szczecinieckie, 314.67 - Równina Charzykowska, 314.71 - Bory Tucholskie, 314.81 - Dolina Kwidzyńska),

Metody badań - charakterystyki hydrologiczne zlewni niekontrolowanych

Na obszarach młodoglacjalnych do szacowania odpływu ze zlewni niekontrolowanych wykorzystuje się metody pośrednie (Drwal, 1990; Fac-Beneda, 2005, 2011). Warunkiem ich zastosowania jest jedynie znajomość wartości przepływu w przekroju zamykającym oraz znajomość elementarnej struktury hydrograficznej zlewni. W systemach hydrograficznych, które spełniają prawa Hortona stosuje się metodę redukcji, której istota polega na wykorzystaniu prawidłowości wzrostu wartości odpływu potamicznego w postępie geometrycznym wraz ze wzrostem rzędu cieku (Rżanicyn, 1960; Drwal, 1982, 1995; Fac-Beneda, 2005, 2010, 2011).

Tą metodą można oszacować odpływ całkowity dla średnich zlewni coraz to niższego rzędu, aż do 4 rzędu. Tylko do 4 rzędu, gdyż dopiero na tym poziomie hierarchii w strukturze genetycznej odpływu pojawiają się wszystkie składowe odpływu potamicznego, (odpływ powierzchniowy, podpowierzchniowy i bazowy). Aby zastosować tę metodę dla zlewni niższego rzędu (czyli 3 r. i niższego) należy odpływ całkowity potraktować jako sumę odpływu zmiennego i odpływu bazowego (na odpływ zmienny składają się odpływ powierzchniowy i podpowierzchniowy).

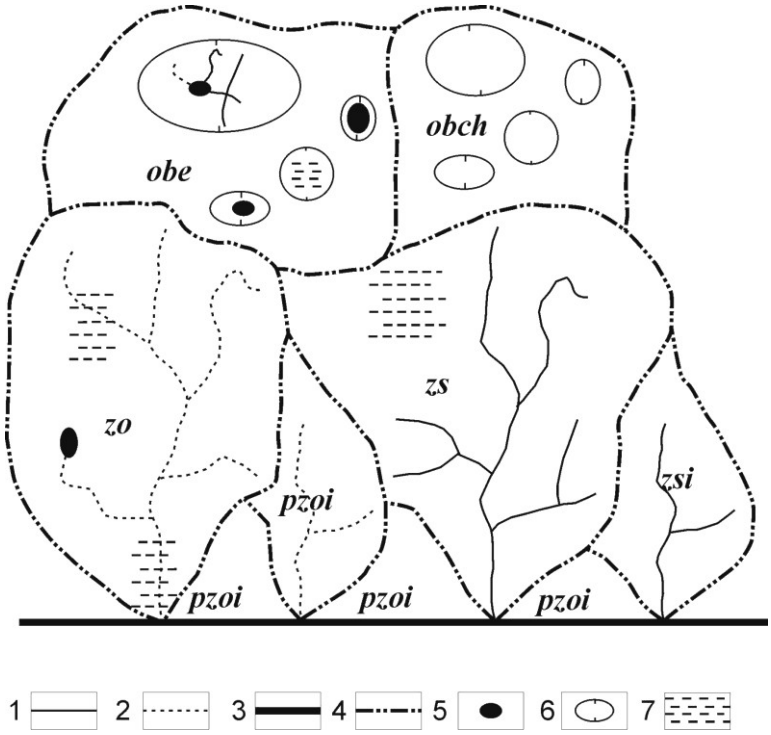
Szacowanie odpływu zmiennego

Największą jednostką, w której zachodzi tylko odpływ powierzchniowy i podpowierzchniowy - czyli odpływ zmienny, jest zlewnia stała 3 r. (***zs***) lub zlewnia okresowa 3 r. (***zo***) (rys. 2). Aby oszacować wielkość odpływu zmiennego z takich zlewni należy najpierw określić liczbę zlewni 1 rzędu, a następnie pomnożyć przez wartość odpływu zmiennego ze zlewni 1 rzędu, wyznaczoną następująco:

$$M_1 = \frac{M_z}{R_q^{\,n-1}} \qquad (1)$$

gdzie:

M_1 – masa odpływ ze zlewni 1 rzędu, M_z – masa odpływ zmienny w przekroju zamykającym zlewnię, R_q – współczynnik redukcji odpływu równoważny ze współczynnikiem średniej powierzchni zlewni (R_a), n – rząd zlewni



Rys. 2. Jednostki elementarnej struktury hydrograficznej
Fig.2. Units of elementary hydrographic structure

1 - cieki stałe, 2 - cieki okresowe, 3 - recypient, 4 - działy wodne, 5 - oczka, 6 - zagłębienia bezodpływowe, 7 - podmokłości, *obe* - obszar bezodpływowy ewapotranspiracyjny, *obch* - obszar bezodpływowy chłonny, *zo* - zlewnia okresowa, *zs* - zlewnia stała, *zsi* - zlewnia stała 1 lub 2 rzędu, *pzoi* - przyrzecze i zlewnia okresowa 1 lub 2 rzędu
1 - permanent streams, 2 - periodic streams, 3 - recipient, 4 - watersheds, 5 - ponds, 6 - pot holes, 7 - wetlands, obe - evapotranspiration endorheic area, obch - absorbent endorheic area, zo - periodic catchment, zs - permanent catchment, zsi - permanent catchment of 1st or 2nd order, pzoi - riverside area and periodic catchment of 1st or 2nd order

Duża liczebność zlewni 1 rzędu upoważnia, jak pisze J. Drwal (1982), do przyjęcia wartości średniej dla konkretnej zlewni 1 rzędu jako wartości rzeczywistej. Otrzymaną średnią wartość odpływu ze zlewni 1 rzędu należy następnie pomnożyć przez ich liczbę w każdej ze zlewni 3 rzędu stałej i okresowej, a następnie wartości uśrednić. Otrzymane w ten sposób wartości będą szukanymi wartościami odpływu zmiennego ze zlewni stałej i zlewni okresowej. Przyjęto za J. Drwalem (1982), że wartość wskaźnika odpływu zmiennego wyliczona w ten sposób dla tych zlewni jest jednocześnie reprezentatywna dla całej zlewni bezpośredniej, czyli dla zlewni 1 i 2 rzędu stałych (***zsi***) oraz dla przyrzeczy i zlewni okresowych 1 i 2 rzędu - ***pzoi*** (tab. 2). Dla każdej z siedmiu zlewni budujących *ksh* wskaźnik ten jest inny. Jest on bowiem zależny zarówno od wartości przepływu w przekroju zamykającym zlewnie, jak i od liczby zlewni 3 rzędu oraz 1 rzędu. Odpływ

z obszarów bezodpływowych chłonnych i ewapotranspiracyjnych oraz recypienta (***obch, obe, o***) wynosi 0 mm. Wykorzystując wartości tak określonego odpływu dla wszystkich jednostek w zlewniach *ksh* oraz mapę elementarnej struktury hydrograficznej opracowano mapy średniego rocznego wskaźnika odpływu zmiennego dla wielolecia 1961-2000 oraz, osobno, dla roku hydrologicznego 2009. Konstrukcja map opierała się na interpolacji średniej ważonej wartości wskaźnika odpływu wyliczonych dla środka każdego pola jednostkowego. Wartość tę obliczono mnożąc proporcję udziału powierzchni poszczególnych elementów w wybranym polu jednostkowym przez wartość wskaźnika odpływu z poszczególnych elementów określoną dla każdej zlewni (wzór 1).

Na mapach odpływu zmiennego zaznaczono również zasięg zlewni pośredniej. Są to tereny, gdzie odpływ zmienny wynosi 0 mm, ale ze względu na interpolację wartości przedstawione są w sposób ciągły. To samo dotyczy mapy odpływu bazowego, gdzie zaznaczono obszary alimentacji odpływu bazowego.

Tab. 2. Wskaźnik średniego rocznego odpływu zmiennego z elementów struktury hydrograficznej

Table 2. The average annual variable outflow coefficient of the elements of the hydrographic structure

Rzeka (przekrój)	**Okres badań**	**Odpływ z elementów struktury** [mm]		**Okres badań**	**Odpływ z elementów struktury** [mm]	
		zs, zsi	zo, pzoi		zs, zsi	zo, pzoi
Słupia (Charnowo)	1971-2000	266	84	2009	162	51
Łupawa (Smołdzino)	1961-2000	258	103	2009	122	49
Łeba (Cecenowo)	1961-2000	212	132	2009	121	75
Reda (Wejherowo)	1961-2000	262	100	2009	116	45
Wda (Błędno)	1971-2000	144	41	2009	73	21
Wierzyca (Brody Pom.)	1961-2000	104	68	2009	48	31
Radunia (Juszkowo)	1966-2000	161	95	2009	109	64

Szacowanie odpływu bazowego

Najmniejszą jednostką, w której zaczyna się pojawiać odpływ bazowy jest zlewnia 4 rzędu (Drwal, 1982). Wielkość średniego rocznego wskaźnika zasilania odpływu bazowego dla poszczególnych typów jednostek elementarnej struktury hydrograficznej określono pośrednio z różnicy odpływu całkowitego i odpływu zmiennego. Wartość wskaźnika odpływu zmiennego odczytano z mapy „średniego rocznego odpływu zmiennego", zaś wartość odpływu całkowitego z hydrogramu (SSQ dla wielolecia 1961 - 2000 oraz SQ dla 2009 r.). Zgodnie z przyjętą metodą określania odpływu całkowitego jego wartość jest taka sama dla każdego pola jednostkowego.

Zasadnicze znaczenie w przyjętej metodzie postępowania ma wielkość i kształt pola jednostkowego. Jako, że średnia powierzchnia zlewni 3 rzędu dla całego systemu *ksh* (***zs*** i ***zo***) wynosi 3,07 km^2, jako pole jednostkowe przyjęto kwadrat o powierzchni 4 km^2. W przypadku konstrukcji map średniego rocznego wskaźnika odpływu bazowego przyjęto pole o powierzchni 16 km^2 (średnia powierzchnia zlewni 4 rzędu wynosi 14,58 km^2).

Mapę średniego rocznego wskaźnika odpływu zmiennego oraz mapę średniego rocznego wskaźnika odpływu bazowego wykonano wykorzystując program MapInfo 9.5 oraz nakładkę analityczną Vertical Mapper 3.1.

Weryfikacji wyników otrzymanych z map średnich rocznych wskaźników odpływu dokonano zestawiając je (odczyt z mapy) z wartościami obliczonymi zastosowaniu metody ekstrapolacji szeroko stosowanej w praktyce inżynierskiej - IMGW (Stachy, Fal, 1986; Ozga-Zielińska, Brzeziński, 1994; wzór 2).

$$Q_o = Q_w \cdot [A_o \cdot (A_w^{-1})]^n \qquad (2)$$

gdzie:

Q_o [m^3·s^{-1}] – wartość charakterystyki przepływu w przekroju niekontrolowanym,

Q_w[m^3·s^{-1}] – wartość charakterystyki przepływu w przekroju wodowskazowym zamykającym,

A_o [km^2] – wielkość powierzchni zlewni zamkniętej przekrojem niekontrolowanym,

A_w [km^2] - wielkość powierzchni zlewni zamkniętej przekrojem wodowskazowym zamykającym,

n – parametr empiryczny (dla rzek pojeziernych najczęściej n=1)

Następnie otrzymane wartości SQ, SSQ i NQ, NNQ porównano z wartościami odczytanymi z wykonanych wcześniej map. Wcześniej jednak dokonano zmiany miary odpływu, tj. wskaźnik odpływu (mm) zamieniono na natężenie przepływu ($m^3 \cdot s^{-1}$).

Wyniki – mapy średniego rocznego wskaźnika odpływu

Kaszubski system hydrograficzny leżący w granicach Pojezierzy Południowobałtyckich, tak jak i całe owe pojezierza charakteryzuje się wysokimi wartościami średnich odpływów jednostkowych maksymalnie przekraczających 10 $dm^3 \cdot s \cdot km^{-2}$ i bardzo małymi współczynnikami nieregularności przepływu nieprzekraczającymi 2,5. Jak wykazano we wcześniejszych pracach (Jędrasik, 1971; Gutry-Korycka, 1972, 1978; Paszczyk, 1975; Cyberski, Dynus, 1979; Dynus, 1978; Okulanis, 1976, 1979; Drwal, 1982; Borowiak, 2005, 2006) wynika to z przewagi zasilania podziemnego. Ten duży udział zasilania podziemnego potwierdzają wartości średniego rocznego wskaźnika odpływu bazowego zarówno z wielolecia, jak i w 2009 r. (rys. 3).

Cyberski i Dynus (1979) wyrazili przestrzenną zmienność odpływu różnymi wskaźnikami (tab. 3), podobnie Bogdanowicz (2004) dla wielolecia 1989-1998. Wartości te wyraźnie korespondują z wartościami odczytanymi z map odpływu. Obserwuje się wyraźne zróżnicowanie wielkości odpływu pomiędzy poszczególnymi zlewniami tworzącymi *ksh*. W zlewniach Słupi, Łupawy, Łeby i Redy wskaźnik odpływu wyraźnie przekracza 300 mm, podczas gdy w zlewniach Wdy, Wierzycy i Raduni dochodzi zaledwie do około 250 mm (rys. 4). Zróżnicowany jest również odpływ jednostkowy, który w zlewniach Słupi, Łupawy, Łeby i Redy osiąga wartości od 9,2 do 11,3 $dm^3 s^{-1} \cdot km^{-2}$, w pozostałych zlewniach jedynie od 5,6 do 7,9 $dm^3 s^{-1} \cdot km^{-2}$. Współczynnik odpływu w wymienionych pierwszych czterech zlewniach osiąga wartości w granicach 0,43-0,55, a w zlewniach pozostałych w granicach od 0,30 do 0,41. Wartości te wskazują na wyraźną odmienność zlewni północnego skłonu od południowego.

Tab. 3. Porównanie miar odpływu wg różnych autorów z wartościami odczytanymi z map wskaźników

Tab. 3. Comparison of the outflow with the values read from the average annual outflow maps

Miara odpływu / Zlewnia	Odpływ jednostkowy [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]			Wskaźnik odpływu [mm]			Współczynnik odpływu	
	1.	2.	3.	1.	2.	3.	1.	2.
Słupia	11,3	10,4	10,6	355	329	335	0,51	0,46
Łupawa	10,3	10,0	10,3	325	316	325	0,43	0,48
Łeba	10,3	11,2	10,5	324	353	332	045	0,55
Reda	11,0	9,2	9,9	348	290	311	0,47	0,47
Wda	6,6	7,1	-	207	224	-	0,31	0,34
Wierzyca	5,6	6,1	-	176	194	-	0,30	0,34
Radunia	7,8	7,9	-	245	249	-	0,41	0,38

1 - odczyt z mapy, 2 - wg Cyberski, Dynus (1979), 3 - wg Bogdanowicz (2004)

1 - read from maps, 2 - acc. Cyberski, Dynus (1979), 3 - acc. Bogdanowicz (2004)

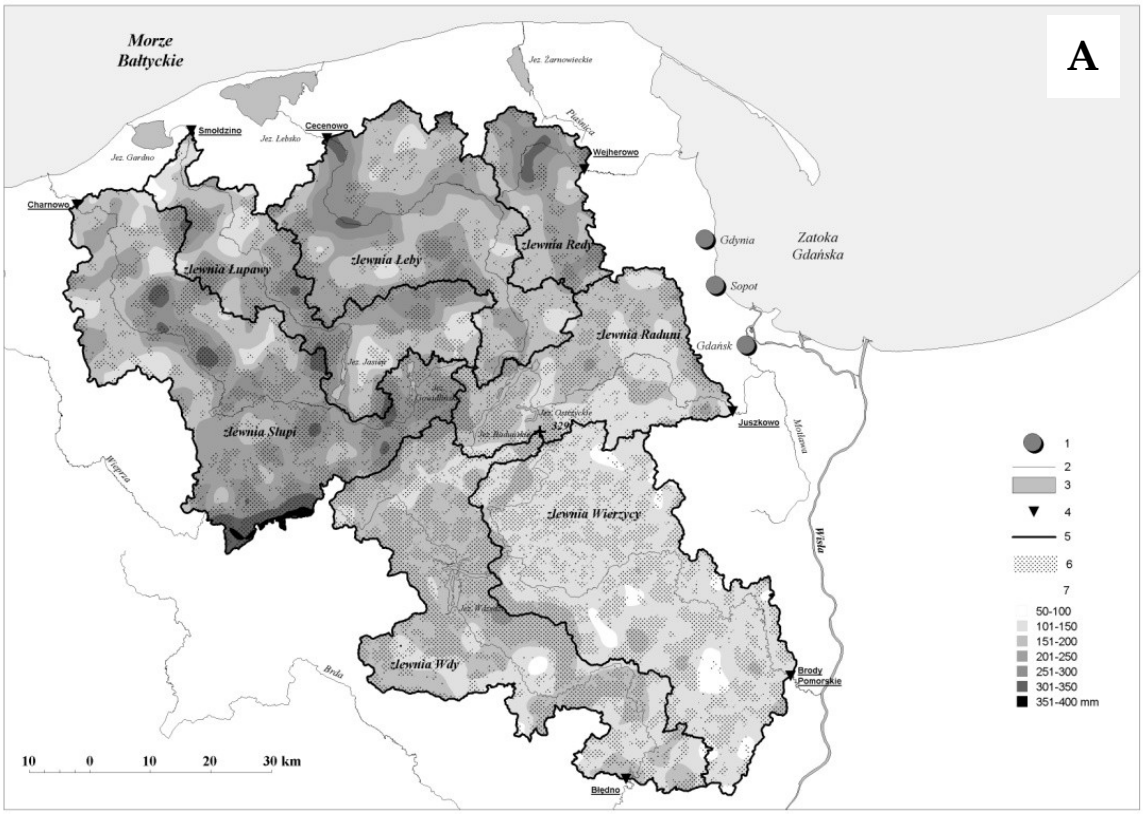
Wyższym odpływem bazowym charakteryzują się zlewnie Słupi, Łupawy, Łeby i Redy, średnio od 200 do 220 mm, natomiast mniejszym zlewnie Wdy, Wierzycy i Raduni, średnio od 120 do160 mm. Najwyższe wartości obserwuje się w zlewni Słupi (powyżej 350 mm) w pobliżu działu wodnego ze zlewnią górnej Brdy, w pradolinie Redy-Łeby, górnej i środkowej części zlewni Słupi (300-350 mm). Generalnie najniższymi wartościami charakteryzuje się zlewnia Wierzycy (maksymalnie do 200 mm; rys. 3).

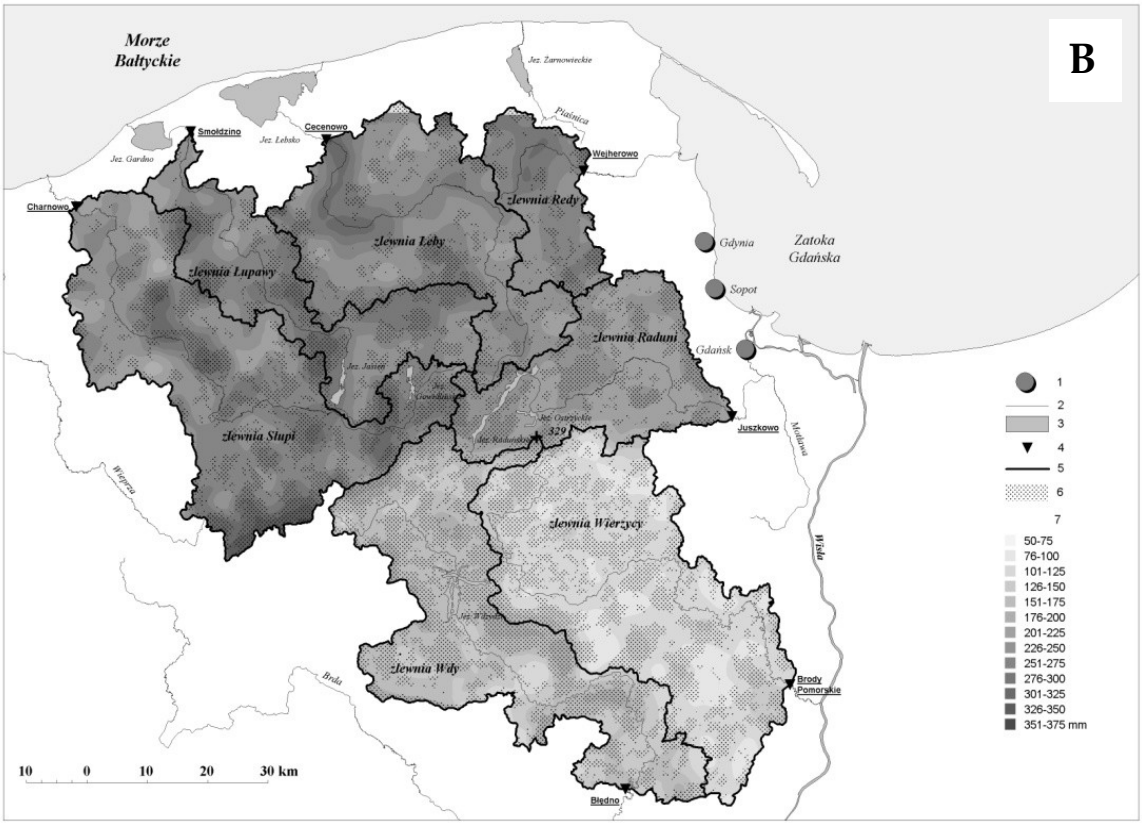
Rys. 3. Średni roczny wskaźnik odpływu bazowego z ksh z wielolecia 1961-2000 (A) i w 2009 r. (B)

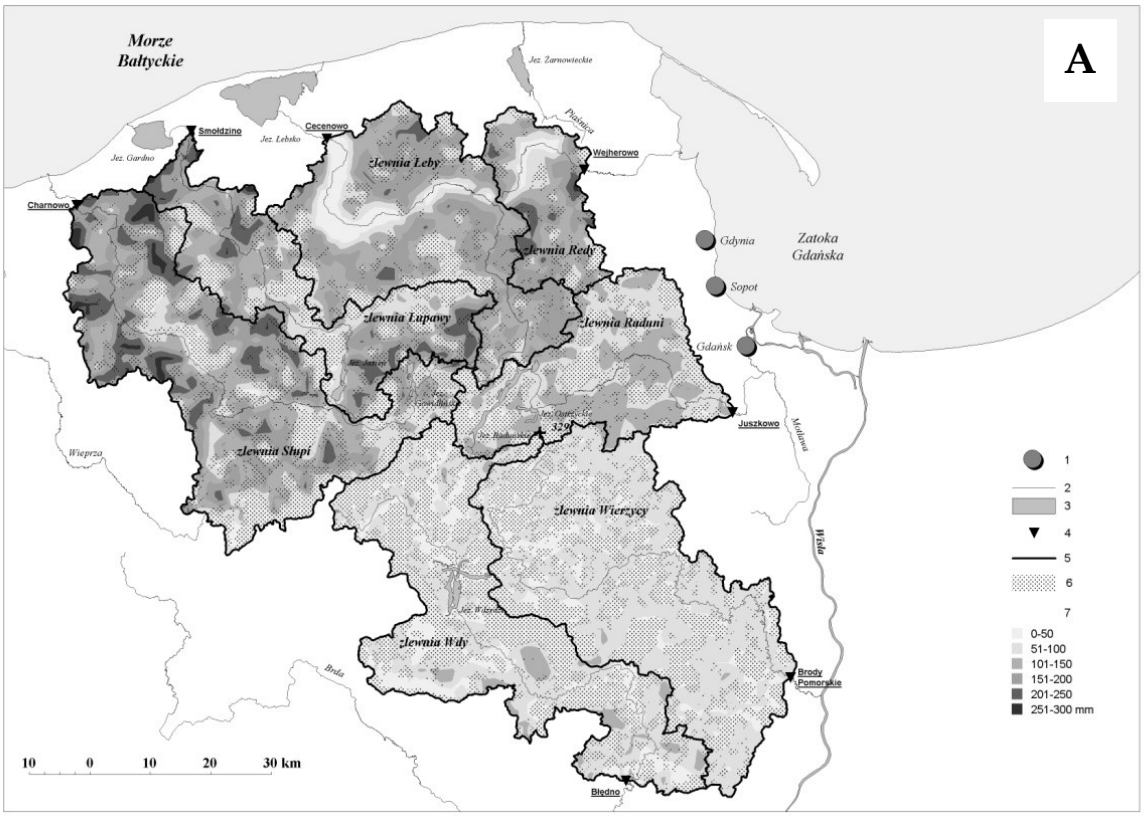
Fig.3. Average annual base outflow coefficient from the *ksh* in 1961-2000 years and in 2009 year

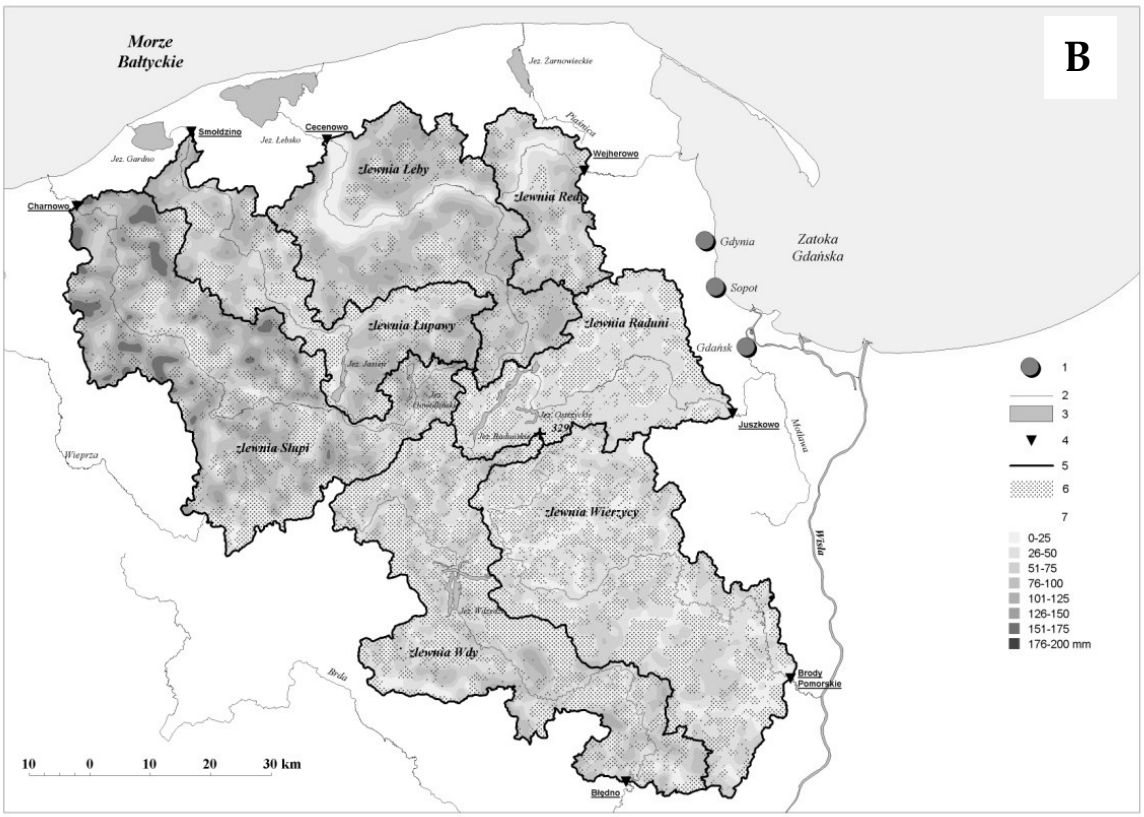
1 - główne miasta, 2 - cieki, 3 - jeziora, 4 - przekroje zamykające, 5 - działy wód, 6 - obszary alimentacji odpływu bazowego (zlewnia pośrednia), 7 - warstwa odpływu

1 - main towns, 2 - streams, 3 - lakes, 4 - gauge stations, 5 - watersheds, 6 -drainage areas of the base outflow supply (indirect catchment), 7 - outflow (mm)


A
Morze Bałtyckie
Jez. Żarnowieckie
Piaśnica
Smołdzino
Cecenowo
Jez. Łebsko
Jez. Gardno
Wejherowo
Charnowo
Gdynia
Zatoka Gdańska
Sopot
Gdańsk
Juszkowo
Łewnia Łupawy
Łewnia Łeby
Łewnia Redy
Łewnia Raduni
Łewnia Słupi
Łewnia Wierzycy
Łewnia Wdy
Jez. Jasień
Jez. Ostrzycko
329
Jez. Radunskie
Jez. Włosienica
Wieprza
Łupawa
Łeba
Reda
Słupia
Wda
Brda
Brody Pomorskie
Błędno
10 0 10 20 30 km
1
2
3
4
5
6
7
50-100
101-150
151-200
201-250
251-300
301-350
351-400 mm


B
Morze Bałtyckie
Jez. Żarnowieckie
Piaśnica
Smołdzino
Cecenowo
Jez. Łebsko
Jez. Gardno
Wejherowo
Charnowo
Gdynia
Zatoka Gdańska
Sopot
Gdańsk
Juszkowo
Łewnia Łupawy
Łewnia Łeby
Łewnia Redy
Łewnia Raduni
Łewnia Słupi
Łewnia Wierzycy
Łewnia Wdy
Jez. Jasień
Jez. Ostrzycko
329
Jez. Radunskie
Jez. Włosienica
Wieprza
Łupawa
Łeba
Reda
Słupia
Wda
Brda
Brody Pomorskie
Błędno
10 0 10 20 30 km
1
2
3
4
5
6
7
50-75
76-100
101-125
126-150
151-175
176-200
201-225
226-250
251-275
276-300
301-325
326-350
351-375 mm


A
Morze Bałtyckie
Jez. Żarnowieckie
Piaśnica
Smołdzino
Cecenowo
Jez. Łebsko
Jez. Gardno
Wejherowo
Charnowo
Zlewnia Łeby
Zlewnia Redy
Gdynia
Zatoka Gdańska
Sopot
Zlewnia Łupawy
Zlewnia Raduni
Gdańsk
Jez. Gowidlińskie
Jez. Ostrzyckie
329
Jez. Raduńskie
Juszkowo
Motława
Wieprza
Zlewnia Słupi
Zlewnia Wierzycy
Wisła
Jez. Wdzydzkie
Zlewnia Wdy
Brda
Brody Pomorskie
10 0 10 20 30 km
Błędno
1
2
3
4
5
6
7
0-50
51-100
101-150
151-200
201-250
251-300 mm


B
Morze Bałtyckie
Jez. Żarnowieckie
Piaśnica
Smołdzino
Cecenowo
Jez. Łebsko
Jez. Gardno
Wejherowo
Charnowo
Zlewnia Łeby
Zlewnia Redy
Gdynia
Zatoka Gdańska
Sopot
Zlewnia Łupawy
Zlewnia Raduni
Gdańsk
Jez. Jasnor
Jez. Gowidlińskie
Jez. Ostrzyckie
329
Jez. Raduńskie
Juszkowo
Motława
Wieprza
Zlewnia Słupi
Zlewnia Wierzycy
Wisła
Jez. Wdzydzkie
Zlewnia Wdy
Brda
Brody Pomorskie
10 0 10 20 30 km
Błędno
1
2
3
4
5
6
7
0-25
26-50
51-75
76-100
101-125
126-150
151-175
176-200 mm

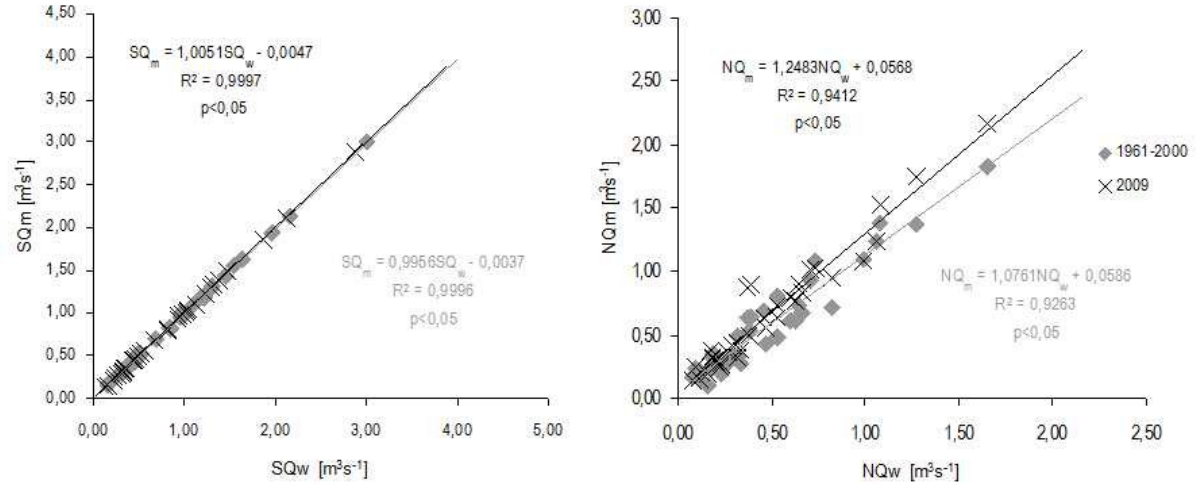
Rys. 4. Średni roczny wskaźnik odpływu zmiennego z ksh z wielolecia 1961-2000 (A) i w 2009 r. (B)

Fig.4. Average annual variable outflow coefficient from the ksh in 1961-2000 years (A) and in 2009 y (B)

1 - główne miasta, 2 - cieki, 3 - jeziora, 4 - przekroje zamykające, 5 - działy wód, 6 - obszary o odpływie zmiennym 0 mm (zlewnia pośrednia), 7 - warstwa odpływu

1 - main towns, 2 - streams, 3 - lakes, 4 - gauge stations, 5 - watersheds, 6 - drainage areas of variable outflow mm (indirect catchment), 7 - outflow (mm)

W celu weryfikacji zaproponowanej metody porównano osobno SSQ i NNQ dla wielolecia oraz SQ i NQ dla 2009 r. Oprócz badanych zlewni *ksh*, wzięto również pod uwagę większe dopływy (w sumie do analizy wybrano 39 rzek). Dane wyjściowe dla obu metod były identyczne, a była to wartość średniego przepływu w przekroju zamykającym. Wielkość odpływu całkowitego utożsamiono wg Wundta ze średnim przepływem (SQ), zaś wielkość odpływu bazowego z przepływem niskim (NQ). Przy takich samych danych wyjściowych (wartość przepływu w przekroju zamykającym), otrzymane wyniki są niemal identyczne (Rys.5). Większa korelacja zachodzi w przypadku przepływu średniego (SQ). Za metodą opartą na analizie sieci i wykorzystującą obraz elementarnej struktury hydrograficznej przemawia fakt, że odpływ przedstawiony jest przestrzennie na mapie.



Rys. 5. Porównanie wartości SQ i NQ odczytanych z map średniego rocznego odpływu (m) i obliczonych wzorem 2 (w), dla wielolecia 1961-2000 oraz 2009 r.

Fig.5. Comparison of the SQ and NQ values read from the maps of average annual outflow (m) and calculated by the formula 2 (w) of 1961-2000 and 2009

Podsumowanie

Zastosowanie analizy sieci przy jednoczesnej znajomości elementarnej struktury hydrograficznej i znajomości przepływów charakterystycznych w przekrojach zamykających pozwoliło oszacować odpływ ze zlewni nie objętych stałą kontrolą hydrometryczną, a na bazie tak skonstruowanych map „średniego rocznego wskaźnika odpływu zmiennego" oraz „średniego rocznego wskaźnika odpływu bazowego" możliwe jest wskazanie zasobności hydrologicznej zlewni, o czym świadczą wcześniejsze wyniki badań autorki (Fac-Beneda, 2011). Można na ich podstawie określić odpływ z dowolnego miejscu w systemie, bez konieczności wykonywania obliczeń matematycznych. W konsekwencji mogą mieć zastosowanie w praktyce, mogą posłużyć waloryzacji stosunków wodnych niewielkich jednostek terytorialnych, na przykład ujętych w Ramowej Dyrektywie Wodnej scalonych części wód powierzchniowych (SCWP), czy zlewni jednolitych części wód powierzchniowych (JCWP).

Literatura:

Bajkiewicz-Grabowska E., 1980, *Zmiany wielkości przepływu z biegiem rzeki (na przykładzie rzeki pojeziernej - Jorki)*, Przegląd Geofizyczny, 3-4, s. 333-341.

Bogdanowicz R., 2004, *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*, Wyd. UG, Gdańsk, 160 s.

Borowiak M., 2005, *Struktura hydrograficzna i lokalne warunki obiegu wody, w: Jeziora górnej Raduni i jej zlewnia w badaniach z udziałem Stacji Limnologicznej w Borucinie*, Badania Limnologiczne, 3, s. 127-139.

Borowiak M., 2006, *Influence of hydrographic structure on outflow diversity in Upper Radunia catchment*, Limnological Review, 6, p. 31-38.

Ciepielowski A., 1999, *Podstawy gospodarowania wodą*, Wyd. SGGW, Warszawa, 321 s..

Cyberski J., Dynus J., 1979, *Stosunki hydrologiczne*, [w:] Augustowski B. (red.), Pojezierze Kaszubskie, GTN, Wydział V Nauk o Ziemi, Gdańsk, s. 139-167.

Czarnecka H., Dobrowolski A., Głowacka B., Hołdakowska J., Krupa-Marchlewska J., Lebiecki M., Rawicka E., Zaniewska M., 2005, *Atlas podziału hydrograficznego Polski*, IMGW, seria atlasy, Warszawa, Wyd. Wojskowe Zakłady Kartograficzne.

Drwal J., 1979, *Charakterystyka hydrograficzna* [w:] Pojezierze Kaszubskie, Augustowski B. (red.), GTN, Wydział V Nauk o Ziemi, Gdańsk, s. 121-138.

Drwal J., 1982, *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Zeszyty Naukowe Wydziału BiNoZ UG, Rozprawy i Monografie 33, Wyd. UG, Gdańsk, 130 s.

Drwal J., 1990, *Zastosowanie analizy sieciowej do określania wskaźnika odpływu w niekontrolowanych hydrometrycznie zlewniach pojezierzy młodoglacjalnych* [w:] *Metody oceny i charakterystyki odpływu wód powierzchniowych i podziemnych w małych zlewniach rolniczych*, IMUZ, Materiały Seminaryjne nr 29, Falęty, s. 15-21.

Drwal J., 1995, *Określanie odpływu ze zlewni nie objętych stałą kontrolą hydrometryczną* [w:] Jankowski A. T. (red.), *Hydrologia, Przewodnik do ćwiczeń*, wyd. UŚ, Katowice, s. 62-68.

Drwal J., 2001, *Stosunki wodne* [w:] *Opracowanie ekofizjograficzne do planu zagospodarowania przestrzennego województwa pomorskiego*,. Chochański J.T. (red.), Pomorskie Studia Regionalne, Urząd Marszałkowski Województwa Pomorskiego, Gdańsk, s. 52-64.

Dynus J., 1978, *Zróżnicowanie odpływu jednostkowego w zlewni górnej Słupi i Łupawy*, Zeszyty Naukowe Wydziału BGiO UG, nr 9, Geografia, Gdańsk, s. 39-61.

Fac-Beneda J., 2005, *Wielkość odpływu ze zlewni niekontrolowanych hydrometrycznie określona metodą redukcji na przykładzie dorzecza Łupawy i Słupi* [w:] Kostrzewski A. i Kolander R. (red.), *Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego. Funkcjonowanie geoekosystemów Polski w warunkach zmian klimatu i różnokierunkowej antropopresji*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Poznań, s. 283-291.

Fac-Beneda J., 2010, *Estimation Of Total River Runoff From Small Catchments In Northern Poland*, Folia Geographica ser. Geographica-Physica, vol. XLI (41), p. 85-92.

Fac-Beneda J., 2011, *Młodoglacjalny system hydrograficzny*, Wyd. UG, Gdańsk, 216 s.

Gutry-Korycka M., 1972, *Z zagadnień odpływu powierzchniowego i podziemnego*, Przegląd Geofizyczny, r. 23, z.2.

Gutry-Korycka M., 1978, *Zasilanie podziemne rzek polskich*, Przegląd Geofizyczny, r. 23, z.2, s. 79-96.

Jędrasik J., 1971, *Niektóre wyniki badań hydrograficznych zlewni górnej Słupi*, Zeszyty Naukowe Wydziału BiNoZ UG, Geografia nr 1, Gdańsk, s. 289-296.

Mikulski Z., Bajkiewicz-Grabowska E., 1986, *Określanie przepływu wzdłuż biegu rzeki w przypadku braku stałej kontroli hydrometrycznej*, Dokumentacja Geograficzna, z. 2, IGPZ PAN, Warszawa, s. 51-58.

Okulanis E., 1976, *Bilans wodny zespołu jezior Raduńsko-Ostrzyckich*, Zeszyty Naukowe Wydziału. BiNoZ UG Geografia, nr 4, Gdańsk, s. 27-51.

Okulanis E., 1979, *Bilans wodny wybranych zespołów jeziornych górnego dorzecza Raduni, Wdy i Brdy*, [w:] *Zasoby wodne Pojezierza Kaszubskiego, a zaopatrzenie w wodę aglomeracji gdańskiej*, GTN, Wydział V Nauk o Ziemi, IG UG, WOŚ UW, Gdańsk.

Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1994, *Hydrologia stosowana*, PWN, Warszawa, 322 s.

Paszczyk J.L., 1975, *Rola wód podziemnych w dopływie rzecznym i w bilansie wodnym Polski*, UMCS, Wydz. BiNoZ, Lublin, 90 s.

Rodriguez-Iturbe I., Devoto G., Valdes J. B., 1979, *Discharge response analysis and hydrologic similarity: the interrelation between characteristic*, Water Resources, Research, vol. 15, 6, p. 1435-1444.

Rżanicyn N.A., 1960, *Morfołogiczeskije gidrołogiczeskije zakonomiernosti strojenija riecznoj sieti*, Gidromet. Izd., Leningrad.

Stachỳ J., Fal B., 1986, *Zasady obliczania maksymalnych przepływów prawdopodobnych*, Prace Instytutu Badania Dróg i Mostów, nr 3-4, s. 91-147.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

GRAF RENATA

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu,
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej

ZMIANY TERMIKI WÓD WARTY W PROFILU ŁĄCZĄCYM PRADOLINNY I PRZEŁOMOWY ODCINEK DOLINY (NOWA WIEŚ PODGÓRNA – ŚREM – POZNAŃ)

VARIATIONS OF THE THERMAL CONDITIONS OF THE WARTA IN THE PROFILE CONNECTING THE URSTROMTAL AND GORGE SECTIONS OF THE VALLEY (NOWA WIEŚ PODGÓRNA – ŚREM – POZNAŃ)

Streszczenie. Celem opracowania była analiza zmian temperatury wód Warty w okresie 1991-2010 w profilu zlokalizowanym w jej środkowym biegu, łączącym pradolinny i przełomowy odcinek doliny oraz ocena wpływu temperatury powietrza na zarejestrowany stan termiczny wód. W analizie wykorzystano dane dotyczące dobowych temperatur wód rzecznych w posterunkach IMGW-PIB: Nowa Wieś Podgórna (342,600 km biegu rzeki, Pradolina Warszawsko-Berlińska), Śrem (291,800 km, zmiana układu z pradolinnego w przełomowy) i Poznań (243,600 km, Poznański Przełom Warty). Każdy z badanych odcinków biegu Warty różni się stopniem zagospodarowania i przekształcenia doliny rzecznej. Uwzględniono również dane o zjawiskach lodowych, stanach wody i przepływach Warty w badanych posterunkach oraz dobowe wartości temperatury powietrza ze stacji Poznań–Ławica. Średnia roczna temperatura wód Warty kształtowała się na wyrównanym poziomie: 10,7°C (Nowa Wieś Podgórna), 10,9°C (Śrem) i 10,8°C (Poznań), a jej nieznaczny wzrost wraz z biegiem rzeki może świadczyć o wpływie czynników lokalnych (np. efekt wpływu miasta). Potwierdzono, że 94-95% pomiarów mieściła się w zakresie temperatury wód do 21,5°C, która stanowi wartość dopuszczalną dla środowiska życia ryb w warunkach naturalnych. Wody Warty przekraczały w sezonie jesienno-zimowym wartość progową temperatury 0,2°C w Nowej Wsi Podgórnej i Śremie, najczęściej między 22-29. XII. W Poznaniu sytuacja ta wystąpiła bardzo rzadko, czego efektem było zmniejszenie się liczby dni ze stałą pokrywą lodową do 95 w stosunku do Nowej Wsi Podgórnej (163 dni) i Śremu (270). W badanym profilu Warty najczęściej występował śryż, od 294 dni w Śremie do 426-442 dni w pozostałych posterunkach, a do rzadkich zjawisk należy zaliczyć pojawienie się zatoru lodowego i kry, co miało miejsce wyłącznie w strefie zmiany pradolinnego i przełomowego odcinka doliny Warty w Śremie. Uzyskane wyniki mogą mieć istotne znaczenie zarówno w indykacji zmian klimatu oraz identyfikacji oddziaływań antropogenicznych na zmiany termiki wody rzecznej. Stanowić mogą również bazę danych dla oceny i zarządzania ekologicznym stanem wód z możliwością wskazania parametrów termicznych wyznaczających poziom ryzyka dla funkcjonowania ekosystemów (siedliska i gatunki wrażliwe na zmiany temperatury wody rzecznej).

Abstract. The aim of this study was to analyse the Warta water temperature variations in the period 1991-2010, within the profile located in its middle course, combining the Urstromtal and gorge sections of the valley, and to assess the influence of air temperature on the recorded thermal water conditions. The analyses utilises data pertaining to daily river water temperatures at the IMGW-PIB stations: Nowa Wieś Podgórna (342.600 km of the river course, the Warsaw-Berlin Urstromtal), Śrem (291.800 km, transition of the structure from the Urstromtal to gorge type) and Poznań (243.600 km, the Poznań Warta Gorge). Each of the Warta courses examined differs with respect to the extent of development and transformation of the river valley. There are also included data on ice events, water levels and Warta flow ratios at the stations investigated, as well as daily air temperature values form the Poznań–Ławica station. The mean annual temperature of the Warta's water ran at a stable level: 10.7°C (Nowa Wieś Podgórna), 10.9°C (Śrem) and 10.8°C (Poznań), and its insignificant growth downstream could indicate the influence of local factors (e.g., the urban impact effect). It was confirmed that 94-95% of the measurements were within the water temperature up to 21.5°C, which is the permissible value for fish life under natural conditions. The Warta's water exceeded the threshold temperature value of 0,2°C during the autumn-winter period in Nowa Wieś Podgórna and Śrem, most frequently between 22 and 29 December. In Poznań such a situation occurred very rarely, the result of which was a lower number of days with constant ice cover to 95 in relation to Nowa Wieś Podgórna (163 days) and Śrem (270). In the Warta profile being examined sludge was the most frequent occurrence, from 294 days in Śrem to 426-442 days at the other stations, and as rare phenomena should be considered the occurrence of ice jams and floes, which took place only in the transition zone between the Urstromtal and gorge sections of the Warta valley in Śrem. The results obtained can be of particular significance both in climate change indication and identifying anthropogenic effects on river water thermal conditions. They can also be a database for the assessment and management of the ecological condition of waters with the ability of indicating thermal parameters exceeding the risk level for the functioning of ecosystems (habitats and species sensitive to river water temperature change).

Słowa kluczowe: temperatura wody, temperatura powietrza, zjawiska lodowe, przepływ, profil termiczny, rzeka Warta
Key words: water temperature, air temperature, ice events, flow, thermal profile, Warta river

Wprowadzenie

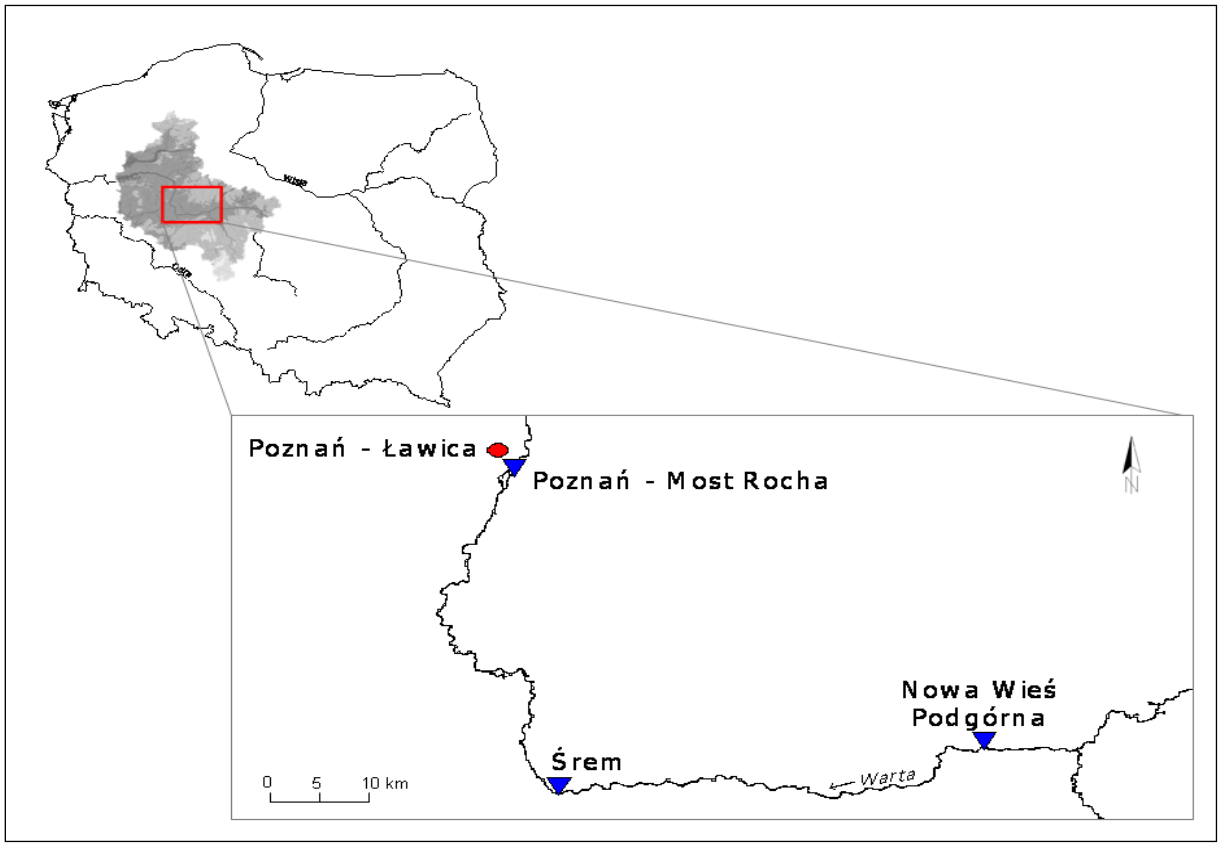
Reżim termiczny rzek kształtowany jest przede wszystkim przez temperaturę powietrza oraz sposób i intensywność zasilania, natomiast silnie modyfikowany przez działania antropogeniczne związane ze sposobem użytkowania zlewni i zagospodarowania doliny rzecznej (Mohseni, Stefan, 1999; Langan i in., 2001; Bogan i in., 2003; Ozaki i in., 2003; Webb i in., 2003; Caissie i in., 2004; Wiejaczka, 2007a, 2007b; Łaszewski, Jeleński, 2013; Gorączko, Pawłowski, 2014**;** Łaszewski, 2014;). W warunkach przeciętnych temperatura wód rzecznych zbliżona jest do średniej rocznej temperatury

powietrza odwadnianego przez nią regionu klimatycznego i wynosi w Polsce najczęściej 8-9°C. Wzrost temperatury wód rzecznych w stosunku do temperatury powietrza (przeciętnie o około 2°C) jest rejestrowany głównie w środkowym i dolnym odcinku ich biegu oraz w rzekach znajdujących się pod silnym wpływem antropopresji, np. rzeki przepływające przez tereny zurbanizowane i przemysłowe, w których wzrost ten wynosi niejednokrotnie 5°C, stanowiąc najczęściej efekt dopływu zanieczyszczeń (Johnson, Jones, 2000; Lowney, 2000; Younus i in., 2000). Sezonowe zmiany temperatury wód rzecznych mają istotny wpływ na dynamikę wód i przebieg zjawisk lodowych, a także na stan ekologiczny wód i funkcjonowanie ekosystemów (Allan, Castillo, 2007). W sezonie zimowym, w warunkach przeciętnych, temperatura wód kształtuje się w granicach kilku stopni (2-4°C), natomiast w sezonie letnim zakres jej zmienności wynosi około 12-15°C, a skrajnie wysokie temperatury dochodzą nawet do 25-26°C. Skrajnie wysokie, dodatnie temperatury wód rzecznych, jak również utrzymująca się przez dłuższy okres temperatura wód w granicach 0°C mogą przyczynić się do ograniczeń w bytowaniu i utrzymywaniu się odpowiednich typów biocenoz. Organizmy wodne cechuje określony poziom tolerancji w zakresie zmienności temperatury wód, co można wykorzystać do indykacji zmian klimatu i przemian ekosystemów wodnych (Mohseni i in., 2003; Łaszewski, Jeleński, 2013). Dla wielu siedlisk i gatunków wrażliwych na zmiany temperatury wody rzecznej, przekroczenie parametrów termicznych wyznacza poziom ryzyka dla ich funkcjonowania (Olden, Naiman, 2010; Łaszewski, 2014).

Badania zmian termiki wód w głównych rzekach europejskich wykazały jej wzrost o około 1-3°C w ciągu ostatniego stulecia *(EEA Report No 12/2012).* Projekcje zmian klimatu w Europie z prognozą do końca XXI wieku zakładają zmiany temperatury powietrza związane z jej wzrostem, co może przyczynić się do generowania większej liczby zjawisk ekstremalnych oraz modyfikacji podstawowych charakterystyk dotyczących stanu ekologicznego wód, np. zmiany parametrów fizyczno-chemicznych wód czy przyrostu temperatury wód w odniesieniu do okresów referencyjnych.

Cel i obszar badań

Celem opracowania była analiza zmian temperatury wody rzeki Warty w okresie 1991-2010 w profilu łączącym pradolinny i przełomowy odcinek doliny (długość 100 km) oraz ocena wpływu temperatury powietrza na zarejestrowany stan termiczny wód. W analizie wykorzystano dane dotyczące dobowych wartości temperatury wody rzeki z trzech posterunków wodowskazowych IMGW-PIB: Nowa Wieś Podgórna (342,6 km biegu rzeki, odcinek Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej), Śrem (291,8 km, strefa przejścia doliny z układu pradolinnego w odcinek przełomowy) i Poznań (243,6 km, Poznański Przełom Warty) – rys. 1. Dodatkowo, w analizach porównawczych, uwzględniono dane o zjawiskach lodowych, stanach wody i przepływach Warty w badanych posterunkach oraz dobowe wartości temperatury powietrza (1991-2010) ze stacji meteorologicznej IMGW-PIB Poznań- Ławica.



Rys.1. Obszar badań oraz lokalizacja punktów pomiarowych temperatury wody Warty i temperatury powietrza

Fig.1. The study area and the location of the measurement points of Warta water temperature and of the air temperature

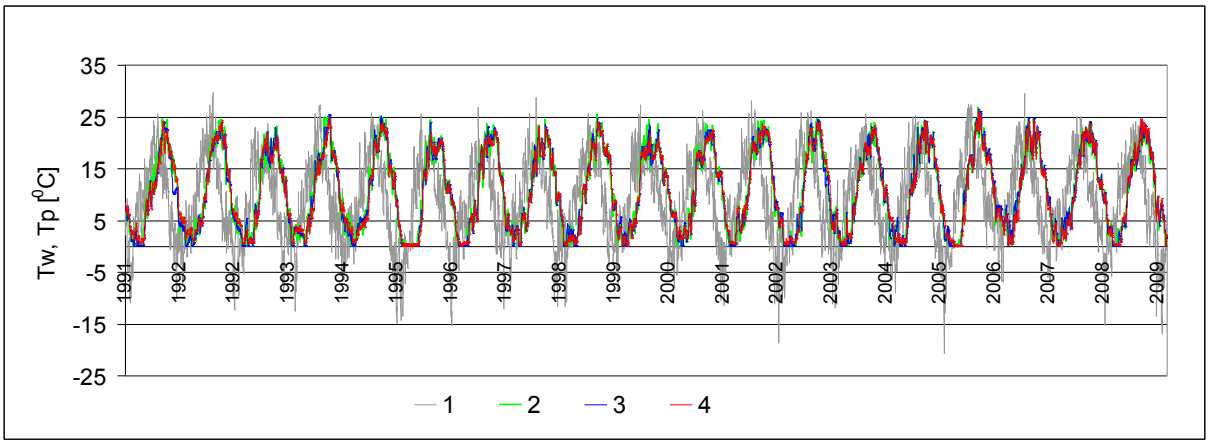
Warta na badanym odcinku odwadnia region klimatyczny, wielkopolski zachodni, cechujący się średnią roczną temperaturą powietrza 8,3°C, z minimum w styczniu –1,4°C i maksimum w lipcu 18,1°C (1951–2000). W regionie, przeciętnie w ciągu roku, występuje 36 dni pogodnych, 143 dni pochmurne oraz 72 dni z przymrozkami i 34 dni mroźne z temperaturą w ciągu doby poniżej 0°C (Woś, 2010). Pokrywa śnieżna utrzymuje się przeciętnie 49 dni w roku, najczęściej w okresie od 2.XII do 17.III. Wyznacznikiem niekorzystnej struktury bilansu wodnego obszaru badań są: niski opad (500–550 mm), wysokie parowanie (powyżej 500 mm), oraz niski odpływ, kształtujący się dla zlewni w granicach q = 3,0-4,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Warta charakteryzuje się śnieżno-deszczowym reżimem zasilania, z jednym wyraźnym maksimum i minimum w ciągu roku. Wezbranie wiosenne roztopowe osiąga zazwyczaj wyższe kulminacje i występuje częściej niż wezbranie opadowe. Charakterystyczne jest dość gwałtowne przejście od kulminacji do stanów niżówkowych, które w okresie letnio-jesiennym utrzymują się przeciętnie 120-150 dni lub przechodzą w niżówkę zimową, często krótkotrwałą, ale głęboką. Na Warcie zjawiska lodowe pojawiają się najczęściej od 1.XII do 10.XII, a zanik ich następuje od 11.III do 20.III. W omawianej części dorzecza Warty rejestruje się, w całkowitym odpływie rocznym, słabą przewagę zasilania podziemnego nad powierzchniowym (55-65%).

Wytypowany do analizy zmian termiki wód Warty odcinek środkowego biegu reprezentuje jej pradolinny (Pradolina Warciańsko-Odrzańska) i przełomowy (Poznański Przełom Warty) fragment doliny, do połączenia których dochodzi w okolicach Śremu (rys. 1). Szerokość pradoliny jest zmienna (15-20 km), a cechuje ją płaskie dno, które wypełnione jest torfowiskami, natomiast odcinek przełomowy jest stosunkowo wąski (do kilku km) i wcięty w podłoże do 15-20 m (Kondracki, 2002). Poszczególne odcinki biegu Warty w profilu: Nowa Wieś Podgórna-Śrem-Poznań, różnią się między innymi: liczbą i charakterem zlewni dopływów Warty oraz stopniem przekształcenia i zainwestowania doliny rzecznej, który najsilniej zaznacza się w Śremie i metropolii Poznań. Zlewnie bezpośrednie Warty oraz jej dopływów np. zlewnia Potoku Junikowskiego i Bogdanki, które zlokalizowane są w granicach miasta Poznania, cechują się wysokim

wskaźnikiem zurbanizowania i zabudowy (powyżej 40-50%). Rejestrowany wzrost antropopresji w dolinie Warty może prowadzić do zaburzenia relacji między składowymi bilansu wodnego (Graf, 2012) oraz cech reżimu termicznego rzeki (Gorączko, Pawłowski 2014; Kornaś, 2014).

Materiał źródłowy i metody badań

W analizie zmian termiki wód rzeki Warty wykorzystano dane dotyczące dobowych wartości temperatury wody dla okresu 1991-2010 z trzech posterunków wodowskazowych IMGW-PIB: Nowa Wieś Podgórna, Śrem i Poznań oraz dobowe wartości temperatury powietrza ze stacji meteorologicznej IMGW-PIB Poznań-Ławica (rys. 2). Wybór okresu badań związany był z doborem jednorodnych serii pomiarowych charakterystyk termicznych i hydrologicznych Warty w analizowanych punktach pomiarowych.



Rys. 2. Dobowe wartości temperatury powietrza i wód rzeki Warty [°C] w okresie 1991-2010

Fig. 2. Daily air and water temperatures of the Warta River [°C] in the period 1991-2010

1 - Poznań-Ławica (Tp), 2 - Nowa Wieś Podgórna, 3 - Śrem, 4 - Poznań (Tw)

W każdym z posterunków pomiarowych określono charakter zmian termiki wód zachodzących pod wpływem temperatury powietrza, dodatkowo uwzględniając jej związek z przepływem Warty (Poznań, Śrem). Porównano typ rozkładu temperatury wody rzecznej w posterunkach, wyznaczając

charakterystyki referencyjne, między innymi wartości średnie i ekstremalnie wysokie. Dla okresu 1991-2010 określono wieloletnią tendencję zmian temperatury wód Warty na tle zmian temperatury powietrza w Poznaniu. Wskazane zostały również daty osiągnięcia wartości progowych temperatury wody związane z termicznym reżimem zimowym: daty przejścia przez próg 0,2°C w okresie jesiennym, jako początek ochładzania, a w konsekwencji pojawiania się zjawisk lodowych na rzece oraz w okresie wiosennym, co należy wiązać z okresem ich zaniku. Uwzględniając warunki termiczne tworzenia się zjawisk lodowych na Warcie (1991-2010), określono w każdym posterunku ich typ, częstość występowania, lokalną dominantę oraz czas trwania stałej pokrywy lodowej.

Wyniki badań

W badanym okresie średnia roczna temperatura wód Warty kształtowała się na poziomie: 10,7°C w Nowej Wsi Podgórnej, 10,9°C w Śremie i 10,8°C w Poznaniu (tab. 1), co może świadczyć o zachowaniu quasi-ciągłości termicznej na omawianym odcinku rzeki. Największe, ujemne odchylenia średniej rocznej temperatury wód rzecznych w stosunku do wartości przeciętnej z wielolecia 1991-2010 (do -1,5°C) zarejestrowano we wszystkich posterunkach w 1996 r., a jej najwyższy przyrost miał miejsce w Nowej Wsi Podgórnej (o 1,0°C) i Śremie (o 1,4°C) w 2007 r., natomiast w Poznaniu w 2002 r. (o 0,7°C)

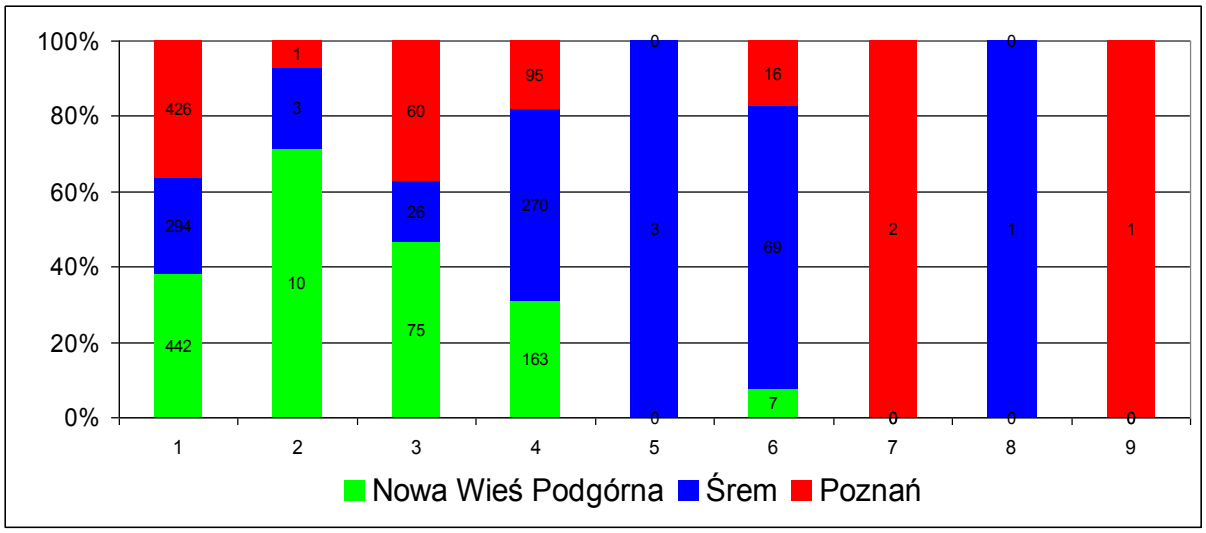
W regionie klimatycznym – wielkopolskim zachodnim, średnia roczna temperatura powietrza w okresie 1951–2000 osiągnęła 8,3°C, natomiast na stacji Poznań-Ławica w wieloleciu 1991-2010 kształtowała się na poziomie 9,1°C (tab. 1). Najwyższą wartość średnią zanotowano w 2007 r. (10,7°C), a najniższą (6,7°C) w 1996 r., co wpłynęło na obniżenie w tym roku średnich rocznych wartości temperatury wód Warty. Analiza modeli rozkładu średnich rocznych temperatur wód rzecznych w badanym profilu wykazała, że jej najwyższe wartości rejestrowane były najczęściej w Śremie (8 lat: 1997-2000, 2004, 2006-2008), natomiast w pozostałych posterunkach temperatura wody była niższa, ale wahała się w niewielkim zakresie 0,1-0,5°C.

Tab. 1. Średnie roczne wartości temperatury wód Warty (Tw) w posterunkach pomiarowych: Nowa Wieś Podgórna, Śrem i Poznań oraz temperatury powietrza (Tp) na stacji Poznań-Ławica oraz ich odchylenia od wartości przeciętnej z wielolecia 1991-2010 [˚C]

Table 1. Mean annual values of the Warta's water temperature (Tw) at the measurement stations: Nowa Wieś Podgórna, Śrem and Poznań, and of the air temperature (Tp) at the Poznań-Ławica station, and their deviations from the average for the period 1991-2010 [˚C]

Lata	Temperatura wód Warty (Tw)						Temperatura powietrza (Tp)	
	Nowa Wieś Podgórna		Śrem		Poznań		Poznań -Ławica	
	Średnia roczna Tw	Odchylenie [d]	Średnia roczna Tw	Odchylenie [d]	Średnia roczna Tw	Odchylenie [d]	Średnia roczna Tp	Odchylenie [d]
1991	10,3	-0,4	9,8	-1,1	10,4	-0,4	8,5	-0,6
1992	10,5	-0,2	10,3	-0,6	10,9	0,1	9,4	0,3
1993	10,1	-0,6	10,2	-0,7	10,2	-0,6	8,5	-0,6
1994	10,6	-0,1	10,5	-0,4	10,3	-0,5	8,9	-0,2
1995	11,0	0,3	11,0	0,1	10,8	0,0	9,6	0,5
1996	9,4	-1,3	9,4	-1,5	9,4	-1,4	6,7	-2,4
1997	10,4	-0,3	10,6	-0,3	10,3	-0,5	8,2	-0,9
1998	10,7	0,0	10,9	0,0	10,6	-0,2	9,3	0,2
1999	10,9	0,2	11,1	0,2	10,9	0,1	9,1	0,0
2000	11,1	0,4	11,2	0,3	10,9	0,1	9,7	0,6
2001	11,1	0,4	11,2	0,3	11,3	0,5	9,5	0,4
2002	11,2	0,5	11,4	0,5	11,5	0,7	9,8	0,7
2003	10,4	-0,3	10,5	-0,4	10,8	0,0	8,4	-0,7
2004	10,6	-0,1	10,8	-0,1	10,7	-0,1	9,1	0,0
2005	10,9	0,2	11,2	0,3	11,2	0,4	9,3	0,2
2006	10,9	0,2	11,2	0,3	10,8	0,0	9,1	0,0
2007	11,7	1,0	12,3	1,4	11,3	0,5	10,7	1,6
2008	11,2	0,5	11,4	0,5	10,9	0,1	9,9	0,8
2009	11,0	0,3	11,3	0,4	11,4	0,6	9,3	0,2
2010	11,0	0,3	11,1	0,2	11,1	0,3	8,3	-0,8
1991-2010	10,7		10,9		10,8		9,1	

Efekt wpływu czynników lokalnych na termikę wód rzecznych uwidocznił się szczególnie w sezonie zimowym, poprzez zaburzenia w częstości i strukturze występowania zjawisk lodowych na rzece. W Poznaniu zaobserwowano w badanym okresie mniejszą częstość występowania trwałej pokrywy lodowej w przeciwieństwie do Nowej Wsi Podgórnej i Śremu. Wody Warty przekraczały w sezonie jesienno-zimowym wartość progową temperatury (0,2°C) w Nowej Wsi Podgórnej i Śremie, najczęściej między 22-29. XII (najwcześniej 20. XI, najpóźniej 30.I), natomiast w Poznaniu sytuacja ta była rejestrowana bardzo rzadko. Kolejne przejście przez wartość progową temperatury wody rzecznej i utrzymywanie się wyższych jej wartości, miało miejsce najczęściej około 15.II (najpóźniej 22.III). W posterunku Poznań zaobserwowano w okresie 1991-2010 wzrost temperatury wód rzeki w sezonie zimowym, co miało wpływ na przebieg zjawisk lodowych, głównie w zakresie zmniejszenie liczby dni ze stałą pokrywą lodową do 95 w stosunku do Nowej Wsi Podgórnej (163 dni) i Śremu (270 dni) – rys. 3.



Rys. 3. Frekwencja zjawisk lodowych na Warcie w okresie 1991-2010 (liczba dni, %); kody zjawisk lodowych wg IMGW-PIB

Fig. 3. The frequency of ice events on the Warta in the period 1991-2010 (number of days, %); ice events codes (after IMGW-PIB)

1 - śryż, 2 - kra, 3 - lód brzegowy, 4 - pokrywa lodowa, 5 - zator lodowy, 6 - lód brzegowy i śryż, 7 - lód brzegowy i kra, 8 - śryż i kra, 9 - zator śryżowy

1 - sludge, 2 - ice floes, 3 - stranded ice, 4 - ice cover, 5 - ice jam, 6 - stranded ice and sludge, 7 - stranded ice and ice floes, 8 - sludge and ice floes, 9 - sludge jam

Wśród zjawisk lodowych rejestrowanych na Warcie w badanym profilu najczęściej występował śryż: 442 dni w Nowej Wsi Podgórnej, 294 dni w Śremie i 426 dni w Poznaniu. Wyłącznie w strefie zmiany pradolinnego i przełomowego odcinka doliny Warty w Śremie zanotowano pojawienie się zatoru lodowego i kry, na co niewątpliwie ma wpływ zmiana układu doliny z równoleżnikowego na kierunek południkowy - przełomowy.

Tab. 2. Statystyki opisowe serii obserwacyjnej dobowych wartości temperatury wód Warty w posterunkach pomiarowych: Nowa Wieś Podgórna, Śrem i Poznań oraz dobowych wartości temperatury powietrza na stacji Poznań - Ławica w okresie 1991-2010

Table 2. Descriptive statistics of the observation series of daily Warta water temperature values at the measurement stations: Nowa Wieś Podgórna, Śrem and Poznań, and of daily air temperature values at the Poznań-Ławica station in the period 1991-2010

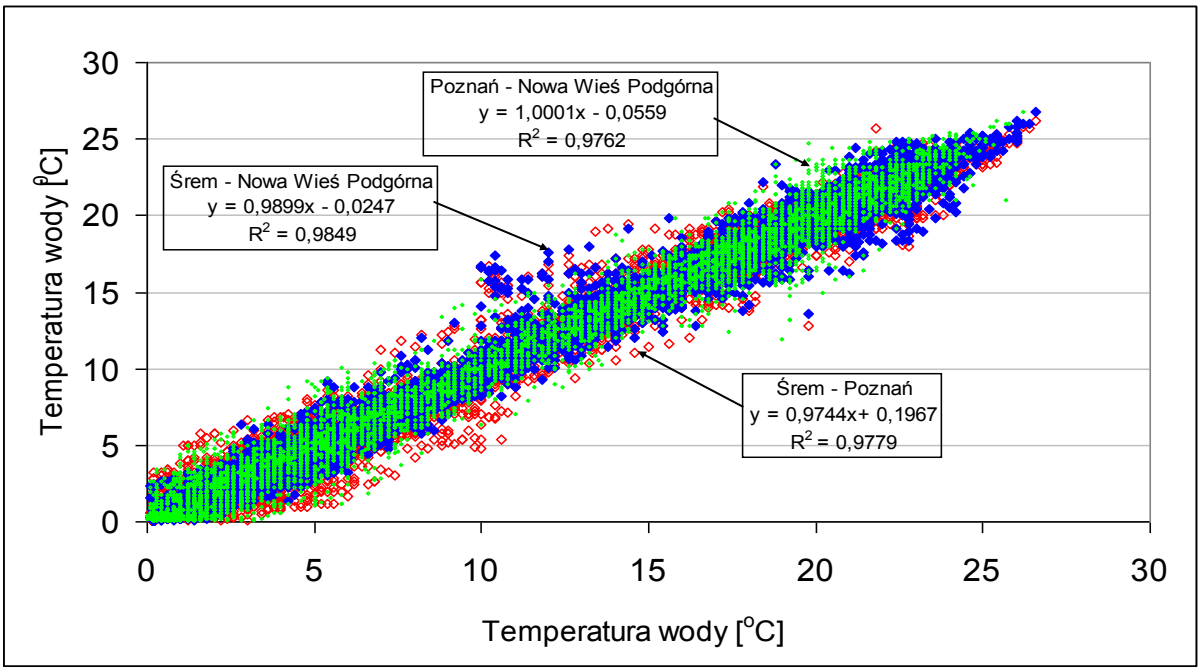
Statystyka opisowa	Nowa Wieś Podgórna			Śrem			Poznań			Poznań – Ławica		
	1991-2010	1991-2000	2001-2010	1991-2010	1991-2000	2001-2010	1991-2010	1991-2000	2001-2010	1991-2010	1991-2000	2001-2010
Średnia	10,7	10,5	10,9	10,8	10,5	11,2	10,8	10,5	11,1	9,1	8,7	9,4
Maksimum /minimum	26,8/ 0,1	25,4/ 0,1	26,8 /0,1	26,2/ 0,1	24,8/ 0,1	26,2/ 0,1	26,6/ 0,1	25,4/ 0,1	26,6/ 0,1	29,7/ -20,7	29,7/ -15,3	29,5/ -20,7
Błąd standardowy	0,09	0,12	0,13	0,09	0,12	0,13	0,09	0,12	0,13	0,09	0,13	0,13
Mediana	10,1	10,0	10,2	10,0	9,6	10,4	10,2	9,8	10,4	9,2	8,9	9,5
Odchylenie standardowe	7,65	7,61	7,68	7,55	7,42	7,69	7,67	7,62	7,70	8,10	8,04	8,31
Wariancja	58,5	58,0	59,0	57,1	55,1	59,2	58,8	58,1	59,4	67,0	64,7	69,1
Kurtoza	-1,40	-1,41	-1,40	-1,44	-1,46	-1,43	-1,39	-1,40	-1,38	-0,64	-0,66	-0,62
Skośność	0,125	0,135	0,113	0,13	0,14	0,11	0,129	0,158	0,097	-0,13	-0,12	-0,15

Maksymalne dobowe temperatury wody rzecznej, zarejestrowane w poszczególnych posterunkach, osiągnęły zbliżone wartości (24,8-26,8°C), jednak najwyższe, w granicach 26,2-26,8°C zarejestrowano w dekadzie 2001-2010 (tab. 2). Również maksymalne dobowe temperatury powietrza kształtowały się na wyrównanym poziomie w poszczególnych okresach obserwacyjnych (29,5-29,7°C).

Minimalne temperatury powietrza na stacji Poznań-Ławica osiągnęły wartości od -15,3°C do -20,7°C (tab. 2). Przy dłużej utrzymujących się ujemnych temperaturach powietrza w sezonie zimowym, temperatura wód w rzece utrzymywała się najczęściej na poziomie 0,1-0,2°C. Dla rozkładów dobowych temperatury wód Warty w analizowanych posterunkach (1991-2010) typowa jest ujemna kurtoza, co wskazuje na większą liczbę wyników skrajnych oraz niewielka, dodatnia skośność, która informuje o przewadze niższych wartości temperatur od wartości średniej (około 62-67%).

Dyskusja wyników

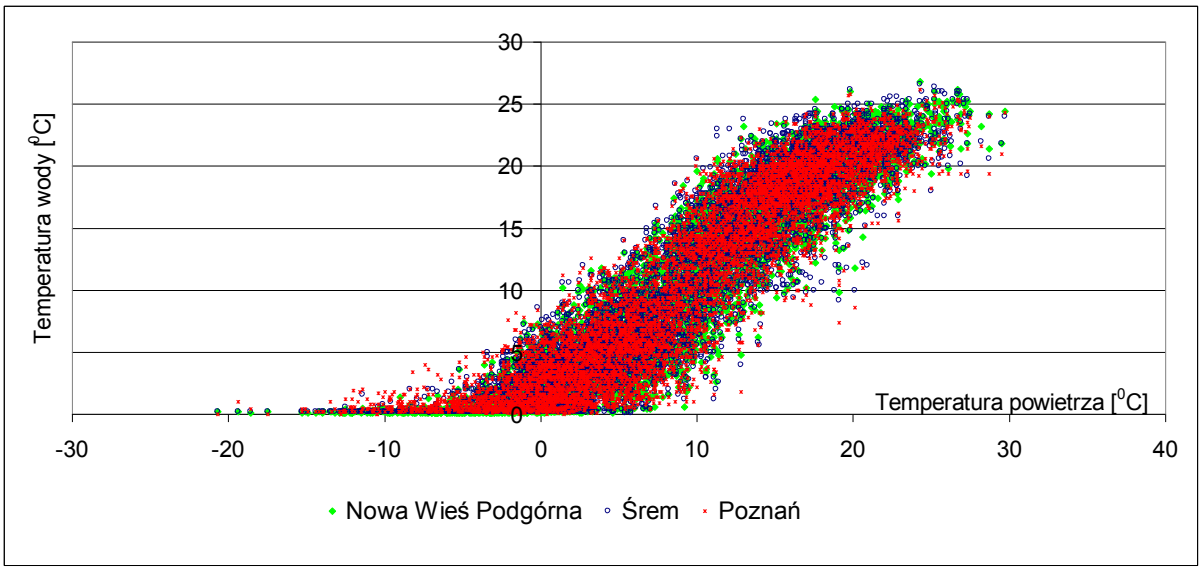
Badania zmienności temperatury powietrza prowadzone w Polsce dla okresu 1951-2000 (Kożuchowski, Żmudzka, 2001; Kundzewicz, Przymusińska, 2002; *projekt Klimat IMGW-PIB)* oraz na obszarze Wielkopolski dla okresu 1966-2006 (Kasprowicz, Mager, 2007) wykazały statystycznie istotny wzrost jej średniej rocznej wartości. W dekadzie 2001-2010 znaczna część Polski była cieplejsza o około 0,4-1,0°C w stosunku do całego wielolecia, co potwierdzają również wyniki pomiarów temperatury powietrza na stacji Poznań-Ławica (tab. 2). W okresie 1991-2010 zarówno średnia roczna temperatura powietrza, jak i temperatura wód w Warcie wykazały tendencję wzrostową, istotną statystycznie tylko w Śremie. Wyniki analizy potwierdziły w przypadku wszystkich posterunków wzrost średniej rocznej temperatury wód Warty w dekadzie 2001-2010 w stosunku do okresu 1991-2000 o około 0,5-0,7°C (tab. 2). Niewielkie zmiany termiki wód Warty wzdłuż jej biegu (tab. 1), a w niektórych latach, zarejestrowane nawet te same wartości średniej rocznej temperatury wód w trzech posterunkach (w 1996 r. Tw=9,4°C), mogą wskazywać na zachowanie w określonych warunkach continuum termicznego rzeki. Zarejestrowane w pozostałych latach nieznaczne różnice między nimi należy uznać za efekt wpływu czynników lokalnych, związanych z oddziaływaniem czynnika antropogenicznego, np. dostawą do rzeki ścieków oraz wód opadowych i roztopowych z miejskiej kanalizacji burzowej. Analiza związku_między temperaturą wód Warty w poszczególnych posterunkach wykazała dużą zależność, nieznacznie większą między posterunkami: Nowa Wieś Podgórna i Śrem (rys. 4).



Rys.4. Związek między dobowymi wartościami temperatury wód Warty w posterunkach pomiarowych: Nowa Wieś Podgórna, Śrem i Poznań, opisany modelem liniowym (1991-2010)

Fig.4. The relation between daily values of the Warta's water temperature at the measurement stations: Nowa Wieś Podgórna, Śrem and Poznań, described with a linear model (1991-2010)

Zastosowanie modelu, opisującego zależność między temperaturą wody i powietrza za pomocą funkcji liniowej, sprawdziło się w przypadku Warty w zakresie temperatur od 0,5-1 °C do około 22-23°C. Analiza potwierdziła, że związek ten ma nieliniową postać (rys. 5.), na którą największy wpływ ma zachowanie temperatury wody podczas ujemnych wartości temperatury powietrza lub w okresie długotrwałych mrozów, podczas których temperatura wody nie spada poniżej 0,0°C (Erickson, Stefan, 2000; Bogan i in., 2003; Caissie i in., 2004; Morrill i in., 2005; Wiejaczka, 2007a). Podobne wyniki uzyskano badając termikę wód dolnego Świdra, gdzie dla oceny jej związku temperaturą powietrza wykorzystano model regresji logistycznej, czyli funkcję *S*-kształtną (Łaszewski, 2014).



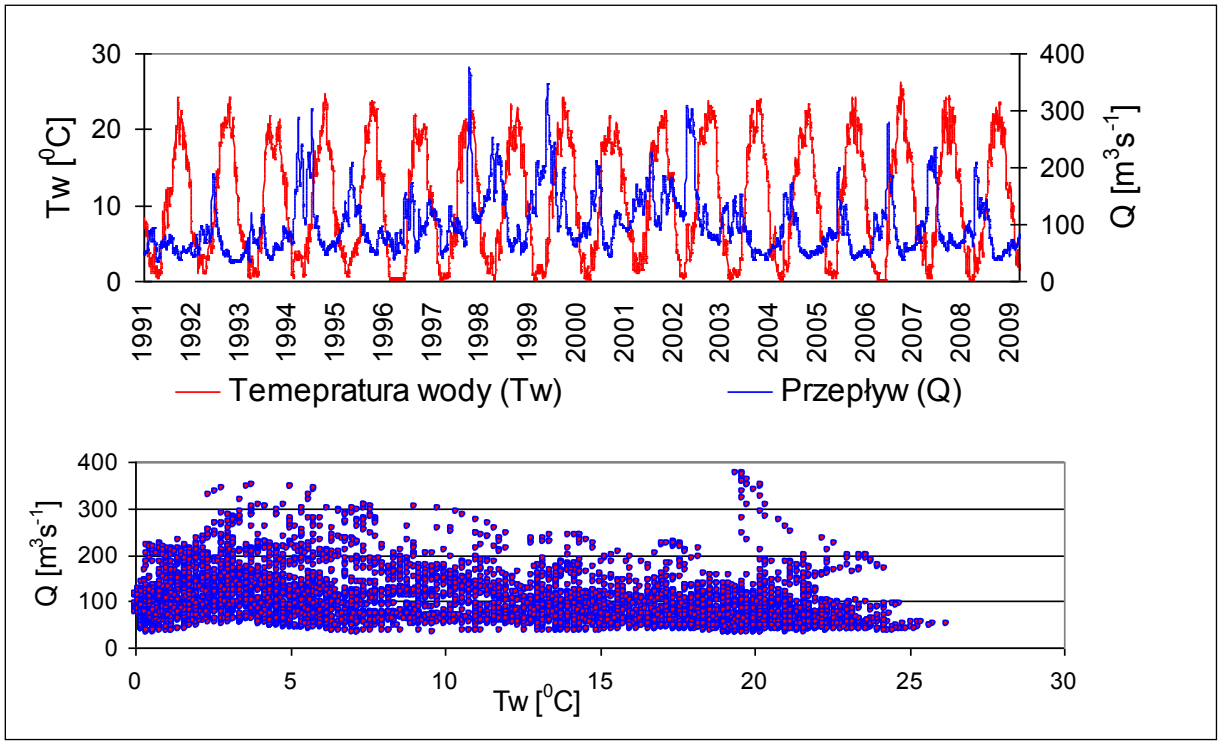
Rys. 5. Związek między dobową temperaturą wód Warty w posterunkach pomiarowych: Nowa Wieś Podgórna, Śrem i Poznań oraz dobową temperaturą powietrza na stacji Poznań-Ławica (1991-2010)

Fig. 5. The relation between daily values of the Warta's water temperature at the measurement stations: Nowa Wieś Podgórna, Śrem and Poznań and the daily air temperature at the station Poznań-Ławica (1991-2010)

Wpływ czynników lokalnych, modyfikujących warunki termiczne wód Warty zaznaczył się również w zróżnicowaniu cech zimowego reżimu lodowego (rys. 3). Stała pokrywa lodowa wystąpiła w Nowej Wsi Podgórnej w ciągu 4 lat, w Śremie 8 lat i Poznaniu 6 lat, a średni i najdłuższy czas jej trwania wyniósł odpowiednio: 40/81 (1996), 34/85 (1996) i 15/29 dni (2006 i 2010). Rok 1996 był najchłodniejszym okresem w badanym wieloleciu 19991-2010. W latach 1961-1990 na Warcie w Poznaniu (Most Rocha) zarejestrowano w sumie 87 dni ze stałą pokrywą lodową, która wystąpiła w ciągu 9 lat, a przeciętny czas jej trwania wyniósł około 10 dni (Kornaś, 2014). Specyficzną cechą zimowego reżimu lodowego Warty w okresie 1991-2010 był brak pokrywy lodowej w drugiej dekadzie omawianego okresu w posterunku Nowa Wieś Podgórna i pojawienie się jej w dwóch pozostałych posterunkach, następnie bardzo rzadkie występowanie pokrywy lodowej w posterunku Poznań, zwłaszcza w pierwszej dekadzie (tylko 12 dni). Korzystniejsze warunki dla powstania stałej pokrywy lodowej wystąpiły w Śremie, gdzie układ hydromorfologiczny doliny Warty przyczynia się do spowolnienia jej przepływu w sezonie zimowym i utrzymywania się w dłuższym czasie stałej

pokrywy lodowej, utrudniając jednocześnie pochód kry i zwiększając ryzyko wystąpienia zatorów lodowych.

W sezonie letnim rejestruje się wzrost wrażliwości temperatury wód w rzece na działanie czynników atmosferycznych. Przy wysokiej temperaturze powietrza, temperatura wód w rzece nie przyrasta liniowo (rys. 5) ze względu na intensywną utratę energii cieplnej w procesach ewaporacji i emisji promieniowania długofalowego (Erickson, Stefan, 2000; Caissie i in., 2001; Neumann i in., 2003; Łaszewski, 2014). W przypadku wód Warty, ich ekstremalnie wysoka, dobowa temperatura, notowana w sezonach letnich (1991-2010) pokrywała się z ekstremalnie wysokimi wartościami temperatury powietrza, co miało miejsce zazwyczaj w okresach niskich stanów i przepływów w rzece (lipiec - sierpień). Wyjątek stanowiły lata: 1997-1998, 2000 i 2002, kiedy okresy wysokich temperatur wód Warty w Poznaniu pokrywały się w sezonie letnim z okresami wzrostu przepływów w rzece, wywołanymi wezbraniami typu opadowego (rys. 6).



Rys. 6. Związek między dobową temperaturą wód Warty i jej dobowym przepływem w posterunku pomiarowym Poznań (1991-2010)

Fig. 6. The relation between the daily temperature of the Warta's water and its daily flow ratio at the Poznań measurement station (1991-2010)

W rozkładzie częstości dobowej temperatury wód Warty zaznaczyły się dwa charakterystyczne zakresy jej zmienności: 1-1,4°C, jako dominujący oraz zakres w granicach temperatur 15-24°C. Wskazano, że 94-95% pomiarów dobowych wartości temperatur wód Warty w okresie 1991-2010 mieściła się w zakresie temperatury do 21,5°C, która stanowi wartość progową dla wód śródlądowych, będących środowiskiem życia ryb w warunkach naturalnych *(Rozporządzenie..., 2002)*.

Na oddziaływanie czynników atmosferycznych w zakresie zmian dynamiki temperatury wód Warty nakłada się wpływ czynników regionalnych związanych z warunkami hydrologicznymi i strukturą bilansu wodnego oraz czynników lokalnych, odnoszących się najczęściej do zmian antropogenicznych, które mogą zaburzać continuum rzeczne, czyli ciągłość procesów i gradientowy charakter stref w rzece.

Podsumowanie

Badania zmian termiki wód Warty przeprowadzone w wybranym profilu podłużnym w okresie 1991-2010 potwierdziły dużą zależność temperatury wód rzecznych od zmian temperatury powietrza oraz wskazały na konieczność zastosowania modeli statystycznych i genetycznych w celu oceny wpływu czynników regionalnych i lokalnych na kształtowanie się temperatury wód płynących, np. allochtoniczny charakter rzeki gwarantuje większą stabilność temperatury wód wzdłuż jej biegu, a warunki termiczne dopływów oraz zmiany przestrzenne w sposobie jej zasilania mogą przyczyniać się do zaburzenia continuum termicznego.

Wzrost temperatury wód rzecznych i zmniejszenie częstości występowania zjawisk lodowych w ostatnich latach mogą świadczyć o wzroście potencjalnej podatności systemów rzecznych na zmiany klimatu. Wyniki prognoz wskazują, że zmiany klimatu na obszarze Polski będą umiarkowane, zarówno w perspektywie krótkoterminowej (2011-2030), jak i długoterminowej (2081-2100), a dotyczyć będą przede wszystkim zmian w częstości pojawiania się zjawisk ekstremalnych oraz ekstremalnych charakterystyk hydrologicznych i fizyczno-chemicznych wód (*Projekt Klimat IMGW-PIB).* Uzyskane wyniki dotyczące zmian temperatury wód Warty w jej

środkowym biegu, który cechuje się dużą częstością występowania okresów bezopadowych i suszy hydrologicznej, a jednocześnie zaliczany jest do najbardziej zurbanizowanej części regionu, mogą mieć istotne znaczenie zarówno w indykacji zmian klimatu oraz identyfikacji oddziaływań antropogenicznych wpływających na zmiany parametrów fizyczno-chemicznych wody rzecznej. Stanowić mogą również bazę danych dla oceny i zarządzania ekologicznym stanem wód z możliwością wskazania parametrów termicznych wyznaczających poziom ryzyka dla funkcjonowania ekosystemów reprezentowanych przez siedliska i gatunki wrażliwe na zmiany temperatury wody rzecznej.

Literatura

Allan, J.D., Castillo, M.M., 2007, *Stream Ecology: Structure and Function of Running Waters*. 2nd Edition, Chapman and Hall, New York. http://dx.doi.org/10.1007/978-1-4020-5583-6.

Bogan T., Mohseni O., Stefan H.G., 2003, *Stream temperature - equilibrium temperature relationship*, Water Resources, Research, 39, p. 1245–1256.

Caissie D., El – Jabi N., Satish M. G., 2001, *Modelling of maximum daily water temperatures in a small stream using air temperatures*, Journal of Hydrology, 251,September 15, p. 14-28.

Caissie D., St-Hilaire A. El-Jabi N., 2004, *Prediction of water temperatures using regression and stochastic models* [in:] *57th Canadian Water Resources Association Annual Congress*, Montreal, QC, June 16–18, 2004, Canadian Water Resources Association, Ottawa, Ontario, 6 p.

Erickson T.R., Stefan H.G., 2000, *Linear air/water temperature correlations in streams during open water periods*. Journal of Hydrology Eng., 5, 3, p. 317–321.

Gorączko M., Pawłowski B., 2014, *Przebieg Zjawisk Lodowych na Warcie w rejonie Uniejowa*, Biuletyn Uniejowski, tom 3, s. 23-33.

Graf R., 2012, *Struktura i funkcjonowanie lokalnych systemów krążenia wód podziemnych na obszarze Wysoczyzny Poznańskiej*, Studia i Prace z Geografii i Geologii, 26, Bogucki Wyd.Naukowe, Poznań, 403 s.

Johnson S.L. Jones J.A., 2000, *Stream temperature response to forest harvest and debris flows in western Cascades, Oregon*, Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 57 (Suppl. 2), p. 30–39.

Kasprowicz T., Mager P. 2007, *Obserwowane tendencje klimatyczne na Nizinie Wielkopolskiej*, 1, Polska Konferencja ADAGIO. 24.04.2007, Poznań.

Kondracki J., 2002, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa, 440 s.

Kornaś M., 2014, *Ice phenomena in the Warta river in Poznań in 1961–2010*. Quaestiones Geographicae 33 (1), p. 51-59.

Kożuchowski K., Żmudzka E., 2001, *Ocieplenie w Polsce: skala i rozkład sezonowych zmian temperatury powietrza w drugiej połowie XX wieku*, Przegląd Geofizyczny. R. XLVI, z. 1-2.

Kundzewicz Z. W., Przymusińska I., 2002, *Zmiany temperatury powietrza w Polsce w okresie 1961-2000*, Fakty i interpretacja. Wiadomości IMGW, 4, s. 63-72.

Langan S.J., Johnston L., Donaghy M.J., Youngson A.F., Hay D.W., Soulsby C., 2001, *Variation in river water temperatures in an upland stream over a 30-year period,* The Science of the Total Environment, 265, p. 195–207.

Lowney C.L., 2000, *Stream temperature variation in regulated rivers: evidence for a spatial pattern in daily minimum and maximum magnitudes*, Water Resources Research, 36, p. 2947–2955.

Łaszewski M., 2014, *Metody określania związków temperatury wody rzecznej i temperatury powietrza na przykładzie rzeki Świder,* Prace Geograficzne, z. 136, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ Kraków, s. 45-60.

Łaszewski M., Jeleński P., 2013, *Porównanie warunków termicznych wód rzek Raby i Świdra*, Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 22, s. 239-248.

Mohseni O., Stefan H. G., 1999, *Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation*, Journal of Hydrology, 218, May 24, p. 128-141.

Mohseni O., Stefan H.G., Eaton J.G., 2003, *Global warming and potential changes in fish habitat in U.S. streams,* Climatic Change, 59, p. 389-409.

Morrill J., Bales R., Conklin M., 2005, *Estimating Stream Temperature from Air Temperature :Implications for Future Water Quality*, Journal of Environmental Engineering, 131, p. 139-146.

Neumann D. W., Rajagopalan B., Zagona E.A., 2003, *Regression Model for Daily Maximum Stream Temperature*, Journal of Environmental Engineering, 7, p. 667-674.

Olden J. D., Naiman R. J., 2010, *Incorporating thermal regimes into environmental flows assessments: Modifying dam operations to restore freshwater ecosystem integrity*, Freshwater Biology, 55, p. 86-107.

Ozaki N., Fukushima T., Harasawa H., Toshiharu K., Kawashima K., Ono M., 2003, *Statistical analyses on the effects of air temperature fluctuations on river water qualities*, Hydrological Processes, 17, p. 2837-2853.

Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 4 października 2002 r. *w sprawie wymagań, jakim powinny odpowiadać wody śródlądowe będące środowiskiem życia ryb w warunkach naturalnych* (Dz. U. z dnia 23 października 2002 r.)

Webb B.W., Clack P.D. Walling D.E., 2003, *Water–air temperature relationships in a Devon River system and the role of flow*, Hydrological Processes, 17, p. 3069–3084.

Wiejaczka Ł. 2007a, *Relacje pomiędzy temperaturą wody w rzece a temperaturą powietrza (na przykładzie rzeki Ropy)*. Folia Geographica, Series Gographica Physica, 37-38, s. 95–105.

Wiejaczka Ł., 2007b, *Dynamika temperatury wody w rzece Ropie w latach 1982–2006* [w:] Sołtysik R, Suligowski R. (red.), *Rola geografii fizycznej w badaniach regionalnych*, tom I, Kielce, s. 255–257.

Woś A., 2010, *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*. Wyd. Naukowe UAM, Poznań, 489 s.

Younus M., Hondzo M., Engel B. A., 2000, *Stream Temperature Dynamics in Upland Agricultural Watersheds*, Journal of Environmental Engineering, 126, p. 518-526.

http://klimat.imgw.pl, Projekt IMGW-PIB: KLIMAT „*Wpływ zmian klimatu na środowisko, gospodarkę i społeczeństwo*" [dostęp: 15.02.2015]

http://www.eea.europa.eu/pl/themes EEA Report No 12/2012 "*Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2012en*" [dostęp: 15.02.2015]

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

HAMERLA ADAM, ŁABAJ PAWEŁ, BONDARUK JAN, ZAWARTKA PAWEŁ

Główny Instytut Górnictwa, Katowice

ZINTEGROWANY SYSTEM INFORMACJI WSPOMAGAJĄCEGO ZARZĄDZANIE ZLEWNIAMI WIELOFUNKCYJNYCH ZBIORNIKÓW WODNYCH NA PRZYKŁADZIE ZBIORNIKA IMIELIŃSKIEGO (DZIEĆKOWICE)

INTEGRATED DECISION SUPPORT SYSTEM FOR MULTI-FUNCTIONAL WATER RESERVOIRS MANAGEMENT ON THE EXAMPLE OF IMIELINSKI (DZIEĆKOWICE) RESERVOIR

Streszczenie. W artykule przedstawiono zastosowanie narzędzia informatycznego RBIS służącego budowie zintegrowanego systemu informacji wspomagającego zarządzanie zlewniami wielofunkcyjnych zbiorników wodnych. Przedstawiony został schemat ideowy systemu oraz możliwości jego wykorzystania w świetle wyzwań i problemów Zbiornika Imielińskiego (Dziećkowice). Zidentyfikowana została również grupa potencjalnych interesariuszy i zarządców dla których system jest adresowany. Omawiany system został opracowany jako rezultat projektu badawczego pt. „Zrównoważone użytkowanie zlewni zbiorników wodnych – SaLMaR" realizowanego w ramach polsko-niemieckiej współpracy na rzecz zrównoważonego rozwoju dofinansowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju. Zasadniczym celem projektu jest opracowanie i wdrożenie Zintegrowanego Systemu Zarządzania Terenem i Zasobami Wodnymi (ang. ILWRM), którego kluczowym komponentem jest system zbierania informacji o zlewniach zbiorników wodnych – RBIS (Reservoir Basin Information System).

Abstract. In this paper are presented application of IT tools RBIS for integrated information system as part of an integrated information system supporting the management of multi-functional catchment of water reservoirs. There is presented idea of the system and the possibility of its use in the relation to the challenges and problems in the catchment of Imieliński (Dziećkowice) Reservoir. A group of potential stakeholders and managers for whom the system is addressed has been also identified. This system has been developed in the research project called SaLMaR "Sustainable Land and Water Management of Reservoir Catchments" realized within the Polish-German cooperation for sustainable development, supported by the National Centre for Research and Development. The main objective of the project is to develop and implement the Integrated Land and Water Resources Management ILWRM , which main component is Reservoir Basin Information System – RBIS.

Słowa kluczowe: zintegrowane zarzadzanie zasobami wodnymi, Zbiornik Imieliński, projekt SaLMaR, system wspomagania decyzji
Key words: integrated water resources management, Imielinski Reservoir, SaLMaR project, decision support tool

Wstęp

W wyniku przyjęcia w 2000 r. na forum Unii Europejskiej dyrektywy 2000/60/WE – Ramowej Dyrektywy Wodnej (RDW) stanowiącej podstawowy dokument dotyczący zasobów wodnych państwa członkowskie Unii Europejskiej zostały zobowiązane do zarządzania wodami powierzchniowymi i podziemnymi w sposób zrównoważony chroniąc zasoby zarówno pod względem ilościowym jak i jakościowym. Kluczowym rezultatem wdrożenia Dyrektywy jest osiągnięcie w 2015 r. dobrego stanu wód. Zrealizowanie tego celu wymaga wdrożenia strategii umożliwiającej ochronę zasobów wodnych przy jednoczesnym zachowaniu na właściwym poziomie rozwoju gospodarczego krajów członkowskich. Dokumenty Globalnego Partnerstwa dla Wody (GWP-TEC 2000, GWP-TAC 2004, GWP 2009), Europejskiej Agencji Środowiska (EEA 2008) i Komisji Europejskiej (WE 2003) strategię definiują jako zintegrowane zarzadzanie zasobami wodnymi (ang. *Integrated water resources management* – IWRM), którego przedmiotem jest włączenie w proces zarządzania całości obszaru, na którym zasoby wodne występują i prowadzona jest działalność gospodarcza. IWRM jest odpowiedzią na oddziaływania wynikające ze zmieniającego się sposobu użytkowania gruntów i zagospodarowania zlewni, a także presji wywołanych zmianami klimatu. Oczekiwanym efektem realizacji strategii jest zapewnienie warunków zrównoważonego rozwoju społeczno-gospodarczego, który został wskazany na szczeblu unijnym jako składowa Inicjatywy Wodnej UE (WE 2004).

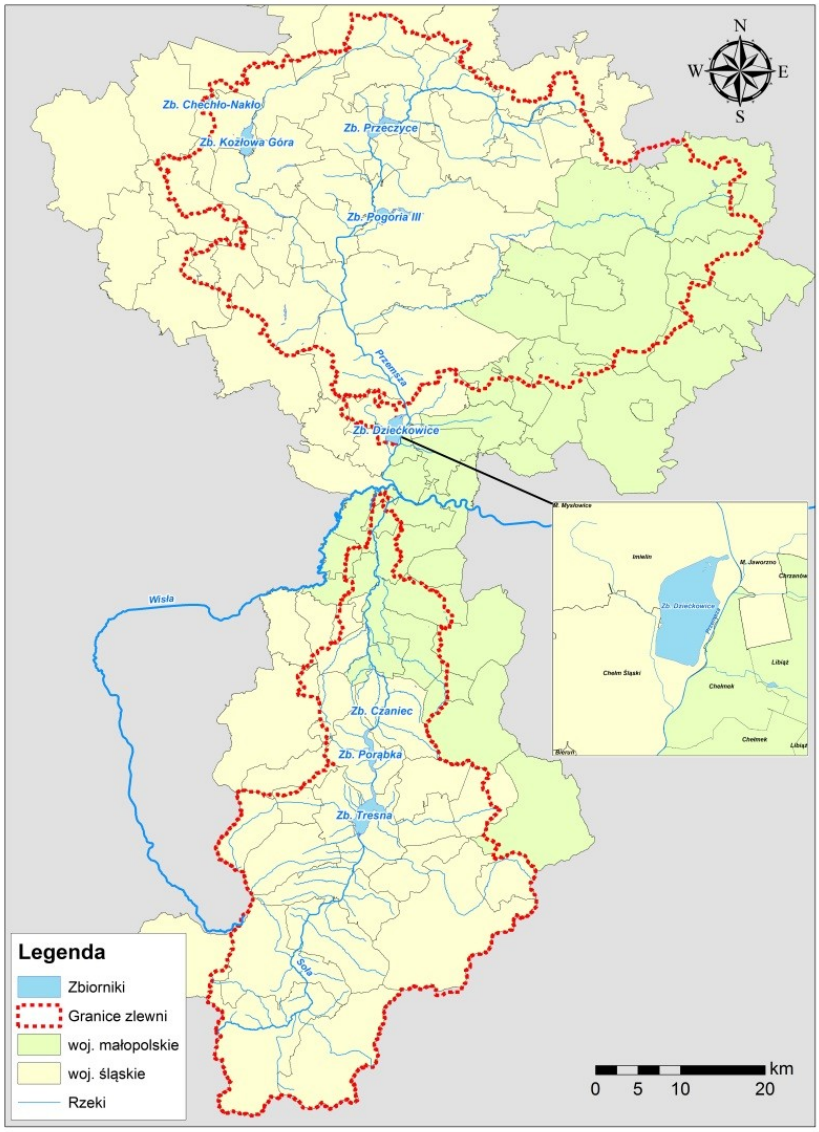
Wdrażanie RDW wymaga innowacyjnych narzędzi do oceny systemu zlewni rzeki obejmujących modelowanie, zintegrowaną analizę hydrologiczną, procesów transportu zanieczyszczeń powiązanych ze strategią użytkowania gruntów (Flügel, 2000). Taki zestaw narzędzi został opracowany przez projekt finansowany z Federalnego Ministerstwa Edukacji i Badań – Integrated Land Management System (ILMS) (Kralisch et al., 2011), praktycznie zweryfikowany przez projekt Twinning European and South Asian River basins to enhance capacity and implement adaptive integrated water resources management approaches (BRAHMATWINN) w zlewni rzeki Brahmaputra i z powodzeniem stosowany w projekcie Sustainable Land and Water Management of Reservoir Catchments (SaLMaR).

Zbiornik Imieliński (Dziećkowice)

Zarówno w Niemczech jak i w Polsce zaopatrzenie ludności w wodę pitną w dużej części zależy od zbiorników wodnych zlokalizowanych na obszarach niskich łańcuchów górskich. Przykładem mogą być zbiorniki w Turyngii czy Małopolsce. Otoczone przez strefy ochronne, w których ograniczone jest użytkowanie gruntów rolnych, otrzymują napływ dobrej jakości wody z ich zlewni bezpośredniej. Poza tymi strefami rolnictwo i rozwój gospodarczy jest nieograniczony i w pewnym sensie niekontrolowany. Zmiany w sposobie użytkowaniu gruntów oraz efekty zmienności klimatycznej wpływają na ilość i jakość wód rzek i potoków dopływających do zbiorników, a tym samym pośrednio na stan wód w zbiornikach (Trząski i in., 2006).

Oddziaływania wywołane działalnością gospodarczą, w tym rolnictwa są rozproszone, natomiast stopniowo zwiększają napływ substancji biogennych do zbiorników z obszarowych i punktowych źródeł zanieczyszczeń, erozji gleb, zdegradowanych i nieużytkowanych terenów przemysłowych. W rezultacie doprowadzają do eutrofizacji zbiornika, co z kolei prowadzi do zakwitu glonów i zwiększa koszty oczyszczania wody narażając pierwotne funkcje zbiornika na ryzyko ich utraty w długoterminowej perspektywie. Opracowano wiele metod zarządzania zlewniami w celu ochrony środowiska i ekosystemów wodnych przed tą presją (Bondaruk et al., 2008), ale operatorom zbiorników w dalszym ciągu brakuje narzędzi do wdrażania działań profilaktycznych i adaptacyjnych wynikających ze strategii IWRM.

Zbiornik Imieliński wybudowany został w 1985 r. na prawym brzegu rzeki Przemszy, w wyrobisku po eksploatacji piasków podsadzkowych, na północny zachód od miejscowości Chełmek (rys. 1).



Rys. 1. Lokalizacja zbiornika Imielińskiego

Fig. 1. Localization of Imieliński Reservoir

Zbiornik jest zagłębiony w otaczającym go terenie o około 10 m i obwałowany od strony południowej i zachodniej do rzędnej 237,0 m n.p.m. na długości 6,1 km. Zbiornik jest aktualnie zarządzany przez Przedsiębiorstwo Usług Wodociągowych HKW Sp. z o.o. O specyfice zbiornika stanowi sposób jego zasilania przerzutem wód z rzeki Soły. Przerzut wody Soła – Zbiornik Imieliński składa się z następujących elementów:

- jazu na Sole w Broszkowicach (zlokalizowany w km 0+750 rzeki Soły);
- ujęciu wody (podstawowe ujęcie wody zasilające Zbiornik Imieliński zlokalizowane
  w km 0+750 rzeki Soły);
- rurociąg magistralny (od pompowni w Broszkowicach do Zbiornika Imielińskiego.

Maksymalny wydatek przerzutu wynosi 9,0 $m^3 \cdot s^{-1}$. Usytuowanie i zabezpieczenie zbiornika względem doliny Przemszy w znacznej mierze chroni zbiornik przed infiltracją wód z rzeki, natomiast nie zapewnia jego całkowitej izolacji przed migracją zanieczyszczeń.

O jakości wody w zbiorniku w głównej mierze decyduje jednak jakość wód w Sole i to zmiany w zlewni tej rzeki będą miały największe znaczenie dla przyszłości Zbiornika Imielińskiego. Odrębną sprawą jest użytkowanie terenu w zlewni bezpośredniej zbiornika oraz realizowane formy aktywności mającej wpływ na stan zasobów wody np. wędkarstwo czy rekreacja. Celem identyfikacji i określenia wpływu tych presji w ramach realizacji projektu, przy współudziale użytkowników zlewni, określone zostały najważniejsze zagadnienia i wyzwania dotyczące zlewni zbiornika:

Zlewnia Soły:
- zmiana reżimu hydrologicznego w wyniku przyrostu zabudowy (w tym związane z niekontrolowaną suburbanizacją);
- zwiększona erozja;
- obciążenie substancjami biogennymi;
- zwiększenie ryzyka powodziowego.

Bezpośrednia zlewnia zbiornika:
- niekontrolowana turystyka i rekreacja w zlewni zbiornika;
- nielegalne zrzuty zanieczyszczeń bytowych z posesji;
- brak uporządkowanej gospodarki odpadami powstającymi w związku z rekreacyjnym/turystycznym użytkowaniem terenu;
- presja wędkarska (np. niekorzystny wpływ na skład gatunkowy rybostanu, depozycja biogenów);
- historyczne zanieczyszczenie przemysłowe środowiska wodno-gruntowego.

Pozostałe uwarunkowania:
- nieuporządkowana gospodarka przestrzenna w zlewni;
- przyszłe zmiany w systemach zaopatrzenia w wodę.

Zintegrowane zarządzanie zlewnią

Rozwój gospodarczy oraz wzrost poziomu życia w Polsce spowodowały, że w znacznym stopniu wzrosły również oczekiwania społeczności względem jakości środowiska przyrodniczego. Problematyka przywracania dobrego stanu ekologicznego rzek i jezior oraz odzyskiwania walorów użytkowych zasobów wodnych zyskuje na aktualności w kontekście Ramowej Dyrektywy Wodnej, w której zawarte postanowienia powinny być wdrożone do 2015 r. Przyjętym celem środowiskowym jest osiągnięcie do tego czasu co najmniej dobrego stanu/potencjału jednolitych części wód dla całego obszaru kraju.

Z drugiej strony rozwój cywilizacyjny i związana z nim antropopresja na środowisko przyrodnicze, prowadzi do znacznego zubożenia różnorodności biologicznej ekosystemów. Zjawisko to dotyczy nie tylko obszarów miejskich czy przemysłowych ale również użytkowanych rolniczo. Zmeliorowanie zlewni, zmiana struktury roślinności oraz jej składu gatunkowego, nadmierne nawożenie powoduje szereg niepożądanych zmian, wpływając m.in. na reżim hydrologiczny i walory ekologiczne rzek i jezior skutkując złym stanem ekologicznym wód.

Pogodzenie aspektów środowiskowych z gospodarczymi może się wiązać z koniecznością ponoszenia wysokich kosztów za równo w wymiarze ekonomicznym (np. koszty uzdatniania wody), jak i społecznym (np. brak możliwości użytkowania zasobów wodnych). Jednocześnie nawet rygorystyczne przestrzeganie norm jakościowych ścieków odprowadzanych do środowiska (wynikających z przepisów prawnych) w wyniku akumulacji presji z kilku źródeł może być przyczyną pogarszania się jakości wód. Dodatkowym elementem utrudniającym osiągnięcie oczekiwanego stanu, jest duża zależność od czynników naturalnych i quasinaturalnych wpływających na wielkość i nierównomierność przepływów wód w rzekach. Jest to czynnik szczególnie istotny w świetle intensyfikującej się zmienności klimatycznej i wynikających z niej częstych zmian wielkości przepływu w rzekach.

Identyfikacja powiązań pomiędzy skutkami złego stanu, a czynnikami wpływu i presjami determinującymi wielkość i przebieg zjawisk pozwala na wskazanie odpowiednich działań, które w sposób efektywny będą w stanie

ograniczyć niepożądane skutki. Identyfikacja tych powiązań jest warunkiem wskazania właściwych i konkretnych działań ukierunkowanych na ograniczenie przyczyn zagrożenia (Gręplowska, Nachlik, 2007). Rozpoznanie wzajemnych relacji warunkuje zastosowanie zintegrowanego podejścia do oceny i analizy wpływu przekształceń sposobów użytkowania terenu zlewni oraz zmian klimatu z dynamiką zjawisk hydrologicznych w zlewni. Wymaga to zdefiniowania i ilościowego określenia wskaźników reprezentujących powyższe czynniki (EEA 1999, 2008a, 2008b). Takie podejście metodyczne zostało opracowane przez Europejską Agencję Środowiska w ramach podejścia DPSIR (ang. *Drivers, Pressures, State, Impacts, Responses*) (EEA, 2005, 2008b).

Nie mniej ważnym, jak same dane charakteryzujące poszczególne czynniki przyrodnicze i antropogeniczne oraz ich wzajemne zależności w ramach funkcjonowania zlewni, jest budowa systemu gromadzenia i wymiany informacji jako podstawy do koordynacji działań w ramach zintegrowanego systemu jej zarzadzania zlewnią.

Zintegrowane systemy zarządzania zasobami wodnymi z natury są przedsięwzięciami strategicznymi wymagającymi kształtowania struktury partnerstwa wyposażonego w odpowiednie narzędzia. Forma samego partnerstwa jak i systemu, którego jest częścią, zależna będzie od charakteru przestrzeni dla której jest dedykowany ale również celów i wyzwań jakie zostały przed nimi postawione. Budowa zintegrowanego systemu zarządzania wymaga określenia przestrzeni do której się odnosi, aktorów i interesariuszy działających w tym obszarze, występujących presji oraz przyjętej polityki rozwoju. System powinien mieć określony wymiar czasowy, do którego będzie się odnosił. Istotną kwestią jest także przypisanie ról poszczególnym uczestnikom systemu wraz z określeniem stopnia ich ingerencji w kształtowanie zasobów wodnych, sposobu pracy i wymiany informacji pomiędzy członkami systemu (Imperial M.T., 2012). Pierwszym elementem wdrożenia zintegrowanego systemu zarządzania zasobami wodnymi jest wyznaczenie możliwie jednorodnych obszarów pod względem wielu aspektów hydrograficznych, fizyczno-geograficznych, środowiskowych, społeczno-ekonomicznych, politycznych i administracyjnych (Coelho A.C., Labadie J.W., Fontane D.G., 2012). Takie zintegrowane podejście zastosowane

zostało przy realizacji projektu SaLMaR. Przyjęto podejście oparte na zasadzie otwartego systemu informacji o zlewni danego zbiornika oraz identyfikacji wzajemnych powiązań pomiędzy interesariuszami i zarządcami zlewni i zbiornika dla których w dużej części system jest dedykowany.

System informacji o zlewni zbiornika RBIS

W ramach realizacji projektu SaLMaR został zaadoptowany i dostosowany do polskich warunków system zbierania informacji o zlewniach zbiorników wodnych – RBIS (ang. *Reservoir Basin Information System*). Jest to internetowy system gromadzenia i przetwarzania informacji, który zapewnia zaawansowane przechowywanie danych, zarządzanie i analizę, a także wizualizację i prezentację w ramach rozbudowanej informacji o środowisku.

RBIS jest kompleksowym narzędziem, umożliwiającym przeprowadzenie metodycznej oceny i analizy czynników uwzględnianych przy podejściu DPSIR. Zaletą systemu jest, że pozwala na gromadzenie, wizualizację, wstępną analizę danych i przetworzenie ich do postaci informacji, która może zostać udostępniona użytkownikom i zarządcom zlewni za pomocą przyjaznego interfejsu, umożliwiającego zarządzanie, analizę, wizualizację i prezentację różnego rodzaju danych i informacji (Zander et al., 2011). RBIS wykorzystuje otwarty system bazodanowy PostgreSQL, jako „silnik" przechowywania danych i rozszerzenie PostGIS do zarządzania danymi przestrzennymi. Cały system oparty został na rozwiązaniach typu open source. W ramach RBIS gromadzone są nie tylko dane przestrzenne, ale również, dane hydrologiczne, klimatyczne czy parametry glebowe. W trakcie realizacji projektu SaLMaR w systemie RBIS zgromadzone zostały dane i informacje dotyczące zarówno zlewni bezpośredniej Zbiornika Imielińskiego jak i zlewni rzeki Soły, wodami której zasilany jest zbiornik. Wśród zgromadzonych informacji znalazły się m.in.: dane jakościowe wód w zbiorniku i rzece Sole prowadzone przez Inspektoraty Ochrony Środowiska oraz zarządcę zbiornika, serie danych klimatycznych pozyskane z IMGW, opracowania kartograficzne w tym, mapa glebowa, mapa pierwszego poziomu wodonośnego, ortofotomapa oraz

numeryczny model terenu. W systemie zgromadzone zostały również wyniki badań prowadzonych w ramach realizacji projektu takie jak stan jakościowy dopływów Soły oraz opracowana w ramach projektu mapa zagospodarowania i użytkowania zlewni. Ponadto system umożliwia gromadzenie informacji w postaci opracowań, raportów czy publikacji stanowiąc kompleksowe źródło wiedzy o stanie zlewni. W systemie gromadzone są również pliki parametryczne do modeli symulacyjnych funkcjonujących w ramach pakietu Jena2000, którego RBIS jest elementem.

Zgodnie z zasadami ILWRM RBIS zawiera moduły zarządzania metadanymi – RBISmeta, przechowywania serii czasowych – RBISts i danych tematycznych, np. glebowych – RBISsoil, czy dotyczących roślinności – RBISbio, a także dokumentów RBISdoc, danych teledetekcyjnych RBISrs i przestrzennych warstw GIS w formatach wektorowych lub rastrowych RBISmap (Zander et al., 2012).

Zgromadzony i zweryfikowany materiał został zaimplementowany do RBIS stał się podstawą do wyznaczenia jednostek reakcji hydrologicznej i dalszych badań modelowych, uwzględniających scenariusze zmian zagospodarowania zlewni, gospodarki rolnej oraz zmian klimatu.

Odbiorcy i użytkownicy systemu

Przeprowadzona w ramach projektu analiza potencjalnych odbiorców i użytkowników systemu pozwoliła na wskazanie grup interesariuszy w podziale na sektory, których współpraca jest związana z postawionym celem budowy zintegrowanego systemu zarządzania zlewnią. Dokonując hierarchizacji interesariuszy w przypadku zagadnień związanych z ochroną zbiornika wodnego kierowano się oddziaływaniem poszczególnych grup na:

- zbiornik – oddziaływanie bezpośrednie;
- zlewnię zasilającą zbiornik – oddziaływanie pośrednie.

Oddziaływanie na zbiornik będzie związane z grupami korzystającymi z jego zasobów oraz grupami w jego bezpośrednim otoczeniu. Korzystanie z zasobów zbiornika związane może być np. z poborem wody. Oddziaływanie pośrednie jest natomiast związane z działalnością podejmowaną przez

użytkowników zlewni i prowadzoną gospodarką w jego zlewni. Do nich należy zaliczyć administrację samorządową szczebla gminnego – grupę, która ma wpływ na obecne i przyszłe zagospodarowanie zlewni (np. wielkość pól uprawnych, zabudowa zlewni, wprowadzanie wód opadowych, ścieków oczyszczonych do odbiorników, pobór wody z rzek zasilających zbiornik, itd.). Grupą, która reguluje stosunki wodne w zlewni zbiornika są organy szczebla samorządowego – powiaty oraz organy administracji rządowej. Wydawane pozwolenia na korzystanie z zasobów wodnych określają warunki poboru wody oraz wprowadzania ścieków do cieków wodnych, oraz także wprowadzania ich do gruntu.

Analizując istotność interesariuszy należy dokonać analizy wpływu podejmowanych przez nich działań. W pierwszym kroku należy ocenić te, które związane są z obecnym sposobem użytkowania i zagospodarowania obszaru zbiornika i jego zlewni, natomiast w dalszej kolejności powiązać z wydawanymi decyzjami administracyjnymi, które w przyszłości będą oddziaływały na zmiany jakościowe wody w zbiorniku oraz jego zlewni.

Tab. 1. Zidentyfikowane kluczowe grupy interesariuszy
Table 1. Key groups of stakeholders

Sektor publiczny	**Sektor prywatny**	**Organizacje**	**Osoby zainteresowane**
administracja rządowa (urzędy wojewódzkie),	małe i średnie przedsiębiorstwa (MŚP)	fundacje	mieszkańcy
organy administracji rządowej (Główny Inspektor Ochrony Środowiska, Generalny Dyrektor Ochrony Środowiska, Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej)	duże przedsiębiorstwa	stowarzyszenia, koła, kluby (np. koła wędkarskie, kluby sportowe)	turyści
jednostki badawcze	przedsiębiorstwa wodociągowe	organizacje pozarządowe	wędkarze
administracja samorządowa (urzędy marszałkowskie, starostwa powiatowe urzędy miast i gmin)	właściciel zbiornika - Przedsiębiorstwo Usług Wodociągowych HKW		osoby uprawiające sporty wodne

Działania grup interesariuszy powiązane z podejmowanymi decyzjami są uzależnione od danych i informacji w przedmiotowym zakresie. Pożądanymi cechami danych jest dostępność, spójność, kompletność oraz jakość (wiarygodność). Jednocześnie większość z zarządzających dysponuje pewnym zakresem informacji, które niejednokrotnie nie przekładają się na budowanie pełnego obrazu informacyjnego o analizowanym zagadnieniu. Wyposażenie grup interesariuszy i zarządców w narzędzia wymiany i przetwarzania informacji umożliwia wzajemną kooperację i realne wdrażanie zasad zrównoważonego rozwoju oraz kształtowanie i ochronę zasobów wodnych w zlewni. W tabeli 1 przedstawiono kluczowe grupy interesariuszy w zlewni zbiornika.

Największą rolę w ochronie i kształtowaniu zasobów wodnych zbiornika Dziećkowice mają przede wszystkim jednostki administracji samorządowej, ze względu na prowadzoną przez nie politykę przestrzenną oraz wydawane pozwolenia na korzystanie z zasobów wodnych zbiornika i zlewni go zasilającej. Ta grupa też w największym stopniu uzależniona jest od dostępu do wiarygodnej informacji, ale jednocześnie jest dysponentem największego zasobu informacji. Kolejną grupą interesariuszy są zarządzający zbiornikiem, a także przedsiębiorstwa pobierające wodę ze zbiornika. Administracja rządowa poprzez przygotowywane plany na szczeblu wojewódzkim ma wpływ na kierunki zagospodarowania zlewni zbiornika. Organy administracji rządowej poprzez realizację działań im przypisanych wpływają na kształtowanie się zasobów wodnych w zlewni. Użytkowanie przestrzenne i gospodarka terenem, tj. występowanie obszarów rolniczych, ma znaczący wpływ na jakość wody w zlewni zbiornika, a tym samym przyczynia się do zmiany stanu jakościowego w samym zbiorniku. Stan środowiska zlewni bezpośredniej ma wpływ na jakość wody w zbiorniku i wynika ze sposobu użytkowania i prowadzonej gospodarki rekreacyjno-turystycznej. Pośrednio ale w nie mniejszym stopniu na stan zbiornika ma również wpływ sposób użytkowania zlewni zasilającej zbiornik – w tym przypadku zlewni rzeki Soły.

Podsumowanie

Zrównoważone zarządzanie wodami oraz środowiskiem rozumiane jako jednolity proces, determinowane jest jakością i dostępnością danych oraz wdrożonym systemem obiegu informacji pomiędzy planistami i użytkownikami przestrzeni. Jakość informacji zależna jest od wartości danych pozyskanych w ramach prowadzonego monitoringu oraz użytych metod analitycznych. Stopień wykorzystania tej informacji w procesie decyzyjnym zależna zaś jest od narzędzi integrujących dane z różnych źródeł, publikujące je w formie informacji oraz zapewniających mechanizm aktualizacji.

Realizacja projektu SaLMaR potwierdziła, że RBIS może stanowić skutecznie narzędzie zintegrowanego systemu informacji wspomagającego zarządzanie zlewniami wielofunkcyjnych zbiorników wodnych, przyczyniając się do efektywnego wspomagania zarzadzania zasobami wodnymi zgodnie z Ramową Dyrektywą Wodną.

Szczególnie ciekawym przykładem jest wykorzystanie systemu dla zarządzania zlewnią Zbiornika Imielińskiego, którego wody w znacznej większości pochodzą ze zlewni rzeki Soły nie mającej ze zbiornikiem przestrzennej łączności, gdzie dopływ wód realizowany jest poprzez przerzut wody Soła-Zbiornik Imieliński, a ochrona zbiornika jest szczególnie ważna ze względu na funkcję jaką pełni – rezerwuar wody na cele pitne. Dodatkowym uzasadnieniem do wykorzystanie podejścia integrującego wymianę i zarządzanie danymi jest jego funkcjonowanie na granicy dwóch województw i w obszarze działania dwóch zarządów gospodarki wodnej – co powoduje dodatkowe trudności w sprawnym obiegu informacji, a tym samym podejmowane działania w wymiarze zlewniowym mogą nie być wystraczające dla zachowania dobrego stanu jednolitych części wód.

Literatura

GWP-TAC. *Global Water Partnership – Technical Advisory Committee, Integrated Water Resources Management,* 2000, TAC Background Paper, No. 4, 67 p.

GWP-TEC. *Global Water Partnership - Technical Committee, Integrated Water Resources Man-agement (IWRM) and Water Efficiency Plans by 2005, Why. What and How?* 2004, TEC Background Paper, No. 10, 45 p.

GWP. *A Handbook for Integrated Water Resources Management in Basins*, 2009, Printed by Elanders, Sweden, 104 p.

EEA. *Impacts of Europe's changing climate — 2008 indicator-based assessment*. EEA Report No. 4, Copenhagen, 246 p.

Flügel W.A., 2000, *Systembezogene Entwicklung regionaler hydrologischer Modellsysteme.* Wasser & Boden, Jg. H., 52, 3, p. 14-17.

Kralisch. S.et al., 2011, *Generating an Integrat-ed Landscape Management System (ILMS) for Water Management, Local and Regional Planning. Final Report.*

Trząski L., Bondaruk J., 2006, *Użytkowe funkcje zasobów wodnych oraz uszczelnienie zlewni – kryteria nowego podejścia do gospodarowania ciekami miejskimi*, Prace Naukowe GIG. Górnictwo i Środowisko, 1, s. 63-72.

Bondaruk J., Trząski L. Łączny M.J., 2008, *Development of innovative environmental technologies on the basis of foresight projects results* [in.] Łączny J.M. (ed.) *Selected Problems of Environmental Engineering and Management in Degraded Areas*. Główny Instytut Górnictwa, p. 7-31.

Coelho A. C., Labadie J. W., Fontane, D. G., 2012, *Multicriteria decision support system for regionalization of integrated water resources management,* Water resources management, 26 (5), p. 1325-1346.

Gręplowska Z., Nachlik E., 2007, *Zastosowanie analizy DPSIR w planowaniu ochrony przeciwpowodziowej*, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 4 (1), Polska Akademia Nauk, Oddział w Krakowie, s. 67-73.

EEA core set of indicators. Guide. Technical Report. 2005, European Environmental Agency (EEA).

EEA. *Impacts of Europe's changing climate — 2008 indicator based assessment,* 2008, EEA Report No. 4, Copenhagen, 246 p.

Imperial, M. T., 2012, *Developing a Framework for Analyzing Partnerships for Integrated Water Resources Management (IWRM),* An Institutional Analysis of Watershed Partnerships.

Zander, F., Kralisch S., Busch C. and Flügel, W.A., 2012, *Data Management in multidisciplinary research projects with the River Basin Information System* [in:] Pillmann W., Arndt H.-K., Knetsch G. (ed.), Shaker Verlag, p. 137-143.

Zander, F., Kralisch S., Busch C. and Flügel, W.-A., 2011, *RBIS – An Environmental Information System for Integrated Landscape Management* [In:] *Environmental Software Systems. Frameworks of eEnvironment*. 9th IFIP WG 5.11 International Symposium, ISESS 2011, edited by Jiří Hřebíček, p. 349-356.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

HYŁA SYLWIA, MICHALCZYK ZDZISŁAW, CHABUDZIŃSKI ŁUKASZ

Uniwersytet Marii-Curie Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej

DYNAMIKA WYDAJNOŚCI ŹRÓDŁA W BIAŁEJ W 2013 ROKU (STOPIEŃ PRZYKRAWĘDZIOWY ROZTOCZA ZACHODNIEGO)

DYNAMICS OF SPRING DISCHARGE IN BIAŁA IN 2013 (ESCARPMENT ZONE OF WESTERN ROZTOCZE)

Streszczenie. W opracowaniu podjęto analizę wydajności źródła zasilanego z neogeńskiego pietra wodonośnego występującego w południowej strefie krawędzi Roztocza Zachodniego i Wyżyny Lubelskiej. Jego obecność potwierdzają liczne źródła o małej wydajności, w tym badane źródło położone w zlewni rzeki Biała. Źródło zasilane jest wodami krążącymi w mioceńskich wapieniach organodetrytycznych. Jego średnia wydajność w roku 2013 wynosiła 2,87 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Jest to źródło o małej zmienności wydatku oraz dość stabilnej temperaturze wody (około 9,7°C) i słabo zasadowym odczynie. Celem pracy była analiza zmian jego wydajności wykonana w nawiązaniu do zasilania atmosferycznego, dynamiki zwierciadła wody podziemnej ewapotranspiracji oraz cech fizykochemicznych wody. Zmiany wydajności źródła w Białej wykazały słaby związek z miesięcznymi sumami opadów atmosferycznych. Reakcja źródła na infiltrację wód roztopowych i opadowych była opóźniona, nawet do 2 mieniący, i uwarunkowana stanem wilgotności gruntu, w tym także długością okresu opadowego. W ujęciu rocznym i wieloletnim źródło można zaliczyć do wypływów o mało zmiennej wydajności.

Abstract. The study presents and analysis of the discharge of a spring recharged by a Neogenic aquifer present in the southern escarpment zone of the Western Roztocze and Lublin Upland regions. Its presence is confirmed by the occurrence of numerous low-discharge springs, including the spring situated in the Biała River catchment. The spring is recharged by water circulating in Miocene organodetritic limestones. Its mean discharge in 2013 was 2,87 $dm^3 \cdot s^{-1}$. The spring is characterised by low discharge variability, relatively stable water temperature (approx. 9,7°C), and slightly alkaline reaction. The aim of the study was to analyse changes in the spring discharge in relation to atmospheric recharge, groundwater table dynamics, evapotranspiration, and the physico-chemical water properties. The changes in the spring discharge in Biała exhibited a weak correlation with precipitation sums. The response of the spring to infiltration of snowmelt and precipitation water was delayed up to 2 months and dependent on the soil moisture level and the length of the precipitation period. In the annual and multi-year approach, the spring can be classified as an outflow with low variability of the discharge.

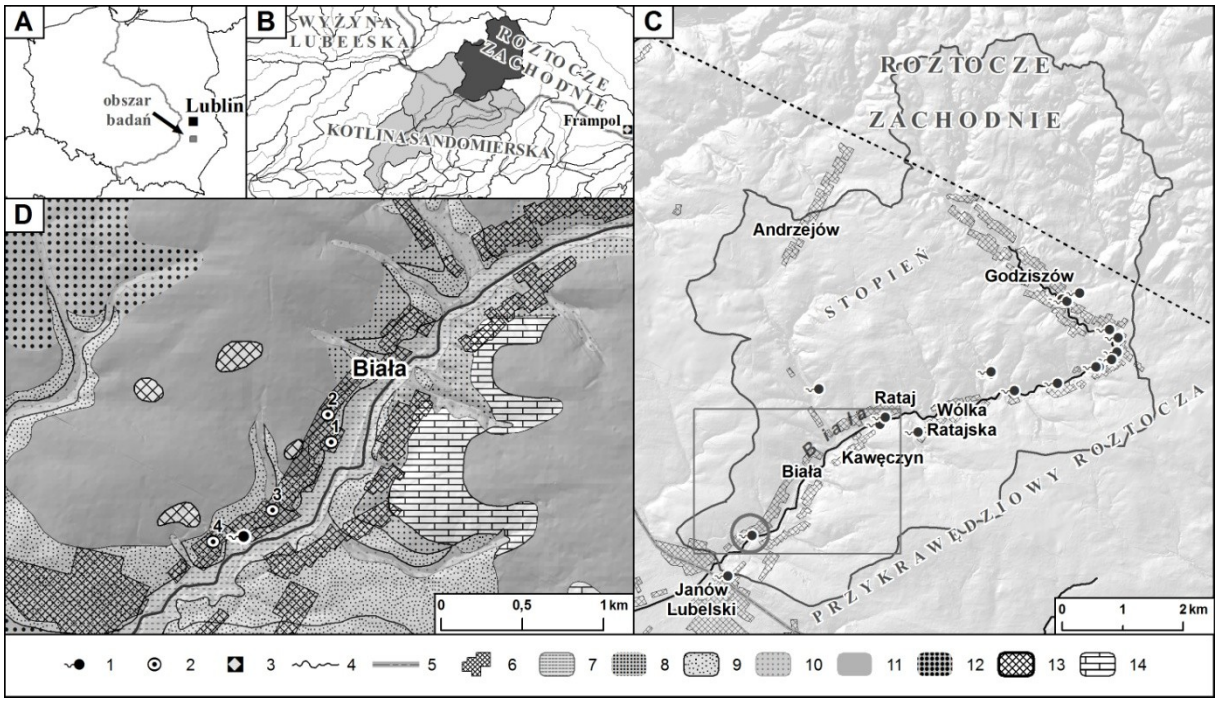
Słowa kluczowe: źródło, wody podziemne, neogen, Roztocze Zachodnie
Key words: spring, groundwater, Neogene, Western Roztocze

Wstęp

Obszar Roztocza Zachodniego cechuje się występowaniem licznych i wydajnych źródeł najczęściej drenujących kredowy poziom wodonośny. Jest to główny poziom wodonośny obejmujący swym zasięgiem cały obszar wyżynny Lubelszczyzny, a jego obecność potwierdzają liczne źródła o dużej wydajności. W południowej strefie krawędziowej Roztocza i Wyżyny Lubelskiej występuje wąski pas zawodnionych osadów neogenu, którego obecność obserwuje się w strefach rozcięć erozyjnych i w niszach źródlanych. Pozostaje on w łączności hydraulicznej z wodami krążącymi w skałach kredowych. Jego obecność potwierdzają źródła o małej wydajności, zasilane wodami krążącymi w wapieniach drobnolitotamniowych, detrytycznych, serpulowych oraz marglach ilastych (Michalczyk, 1996). W literaturze krenologicznej brakuje informacji o reżimie wydajności źródeł należących do V i VI klasy wydajności wg Meinzera, zasilanych wodami piętra neogeńskiego. Jednym z takich wypływów jest źródło w Białej, położone na stopniu przykrawędziowym Roztocza Zachodniego. Celem pracy jest analiza zmian jego wydajności wykonana w nawiązaniu do zasilania atmosferycznego, dynamiki zwierciadła wody podziemnej, ewapotranspiracji rzeczywistej oraz cech fizykochemicznych wody.

Obszar badań

Biała jest rzeką IV rzędu, bierze początek ze źródła znajdującego się w miejscowości Godziszów, usytuowanego na wysokości 252 m n.p.m. (rys. 1). Jej długość wynosi 27,39 km. W górnym odcinku ma postać niewielkiego potoku zasilanego z licznych źródeł o niewielkiej wydajności. Natomiast w dolnym biegu dopływa do niej lewobrzeżny Trzebęcz i prawobrzeżna Borownica (MPHP). Powierzchnia zlewni wynosi 151 km^2 i nachylona jest w kierunku południowo-zachodnim. Rzeka drenuje wody z Roztocza Zachodniego oraz Kotliny Sandomierskiej i odprowadza je do Bukowej, dopływu Sanu. Górna część zlewni Białej znajduje się na obszarze stopnia przykrawędziowego Roztocza Zachodniego, a część dolna w obrębie Kotliny Sandomierskiej (Buraczyński, 1999; rys. 1b).



Rys. 1. Położenie obszaru badań oraz rozmieszczenie źródeł, studni i utworów powierzchniowych

Fig. 1. Location of the study area and distribution of springs, wells and surface deposits

1 - źródła, 2 - studnie, 3 - posterunek opadowy IMGW, 4 - rzeki, 5 - podział Roztocza wg Buraczyńskiego (1999), 6 - zabudowa, 7 - mułki i piaski (mady) rzeczne, 8 - mułki deluwialne, 9 - piaski deluwialne, 10 - piaski i gliny deluwialne wąwozów i suchych dolin, 11 - gliny zwałowe, 12 - piaski lodowcowe i wodnolodowcowe, 13 wapienie organodetrytyczne, 14 - wapienie rafowe serpulowe

1 - springs, 2 - wells, 3 - IMGW rain gauge, 4 - rivers, 5 - division of the Roztocze region according to Buraczyński (1999), 6 - built up area, 7 - silts and sands of river bed, 8 - deluvial silts, 9 - deluvial sands, 10 - sands and clays of valleys and gullies, 11 - clays (glacial till), 12 - glacial and glacifluvial sands, 13 - organodetrital limestones, 14 - reef-serpulid limestones

Roztocze Zachodnie budują górnokredowe opoki, margle i gezy kampanu i mastrychtu, a w jego strefie krawędziowej (stopień przykrawędziowy) występują skały neogeńskie, w pasie do kilku kilometrów i miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. W zlewni Białej wykształcone są jako wapienie organodetrytyczne, litotamniowe oraz rafowe (Wągrowski, 1993). W części roztoczańskiej strop utworów mioceńskich leży na wysokości 300-320 m n.p.m., na stopniu przykrawędziowym na 240-250 m n.p.m., a w Kotlinie Sandomierskiej na około 170 m n.p.m.

(Buraczyński, 1999). Osady miocenu przykryte są warstwą utworów czwartorzędowych, której miąższość wynosi od kilku do kilkunastu metrów. Na obszarach wierzchowinowych Roztocza Zachodniego zalegają lessy o grubości od kilku do kilkunastu metrów, natomiast w strefie krawędziowej występują lessy piaszczyste i utwory polodowcowe, a w dnach dolin rzecznych osady piaszczysto-pylaste i namuły (Wągrowski, 1993; rys. 1d). Na obszarze całego Roztocza stwierdzono występowanie szeregu głównych uskoków o kierunku NW-SE oraz poprzecznych SW-NE i SSW-NNE, które dzielą podłoże kredowo-mioceńskie na bloki tektoniczne. Cechują się one różną wielkością, nachyleniem, rotacją oraz prędkością pionowego przemieszczania (Brzezińska-Wójcik, 2013).

Wody podziemne na obszarze Roztocza występują przede wszystkim w spękanych skałach górnej kredy, a w strefie krawędziowej również w utworach neogenu. Zasilanie wód podziemnych następuje poprzez infiltrację opadów atmosferycznych (Malinowski, 1974; Michalczyk, 1986).

Zwierciadło wód podziemnych w zlewni Białej występuje w osadach neogenu a jego wysokość zmienia się od około 200 m n.p.m. w strefie krawędzi Roztocza do około 260 m n.p.m. w jego centralnej części, a miąższość strefy saturacji wynosi od 1 m w dnie doliny Białej do ponad 50 m w obszarach wierzchowinowych.

Najważniejszą rolę w zasilaniu zbiornika wód podziemnych odgrywają wierzchowiny i obszary do nich przyległe, ponieważ miąższość pokrywy czwartorzędowej jest tam mniejsza a małe spadki terenu ograniczają spływ powierzchniowy. Zasilanie wód podziemnych ułatwia także luźna zwietrzelina piaszczysto-gruzowa, występująca zazwyczaj na twardych skałach węglanowych.

W zlewni Białej znajduje się 16 źródeł najczęściej usytuowanych pod zboczami doliny. Największą wydajność, w ostatnich latach przekraczającą 100 $dm^3 \cdot s^{-1}$, osiąga źródło w Janowie Lubelskim, znajdujące się w na granicy Roztocza Zachodniego i Kotliny Sandomierskiej. Woda wydobywa się pod zboczem rozległej niszy źródliskowej z rozwartych szczelin wapieni organodetrytycznych. W zlewni Białej, poza źródłem w Janowie Lubelskim wydajność pozostałych wypływów jest mała i klasyfikuje je w IV i V klasie wydajności wg Meinzera. W sześciu przypadkach wydajność źródeł

utrzymuje się w przedziale 1-5 $dm^3 \cdot s^{-1}$, a w pozostałych nie osiąga 1 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Źródła o wydajności większej niż 1 $dm^3 \cdot s^{-1}$ znajdują się w Godziszowie, Wólce Ratajskiej, Rataju oraz Białej (rys. 1). Dominują źródła podzboczowe. Według B. Jańca (1984) pierwotnie w roztoczańskiej zlewni Białej istniało 31 wypływów wód podziemnych. Pod koniec lat 70. XX wieku autor ten zinwentaryzował 16 źródeł, które funkcjonowały także w 1994 roku (Sobolewski, 1996).

Analizowane źródło znajduje się w środkowej części zlewni Białej w miejscowości Biała, około 1 km na północ od Janowa Lubelskiego.

Metody

Podstawę opracowania stanowiły pomiary wydajności źródła oraz stanów wody podziemnej wykonywane w 2013 r. Wydajność źródła mierzono, co dwa tygodnie z wykorzystaniem przelewu. Na początku 2013 r. zamontowano metalową zastawkę Thomsona na strumieniu odprowadzającym wodę ze źródła. W ciągu roku, co dwa tygodnie, odczytywano stany wody z łaty przymocowanej do zastawki (Hyła, 2014). W czasie odczytu stanu wody, mierzono jej temperaturę na wypływie oraz przewodność i pH. Ponadto raz w miesiącu wykonywano pomiary głębokości zwierciadła wody podziemnej w 4 studniach kopanych o różnej miąższości strefy aeracji. Raz na kwartał pobierano próbki wody do analizy składu chemicznego. Wielkość zasilania atmosferycznego obliczano na podstawie obserwacji dobowych sum opadu w stacji IMGW we Frampolu. Ocenę zróżnicowania strefy aeracji i saturacji oraz kierunków przepływu wody wykonano na podstawie archiwalnych i publikowanych materiałów oraz pomiarów głębokości studni kopanych i wywiadów hydrogeologicznych przeprowadzonych na obszarze środkowej części zlewni Białej (Hyła, 2014) (rys. 1c). Do oceny zróżnicowania przestrzennego i czasowego ewapotranspiracji rzeczywistej analizowanego obszaru wykorzystano dane satelitarne (typ danych MOD16) pochodzących z spektroradiometru MODIS (ang. *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) znajdującego się na pokładzie satelity Terra Amerykańskiej Agencji Kosmicznej (z ang. *National Aeronautics and Space Administration*). Przestrzenna zdolność rozdzielcza danych MOD16 wynosi 1 km, a czasowa 8 dni.

Wyniki

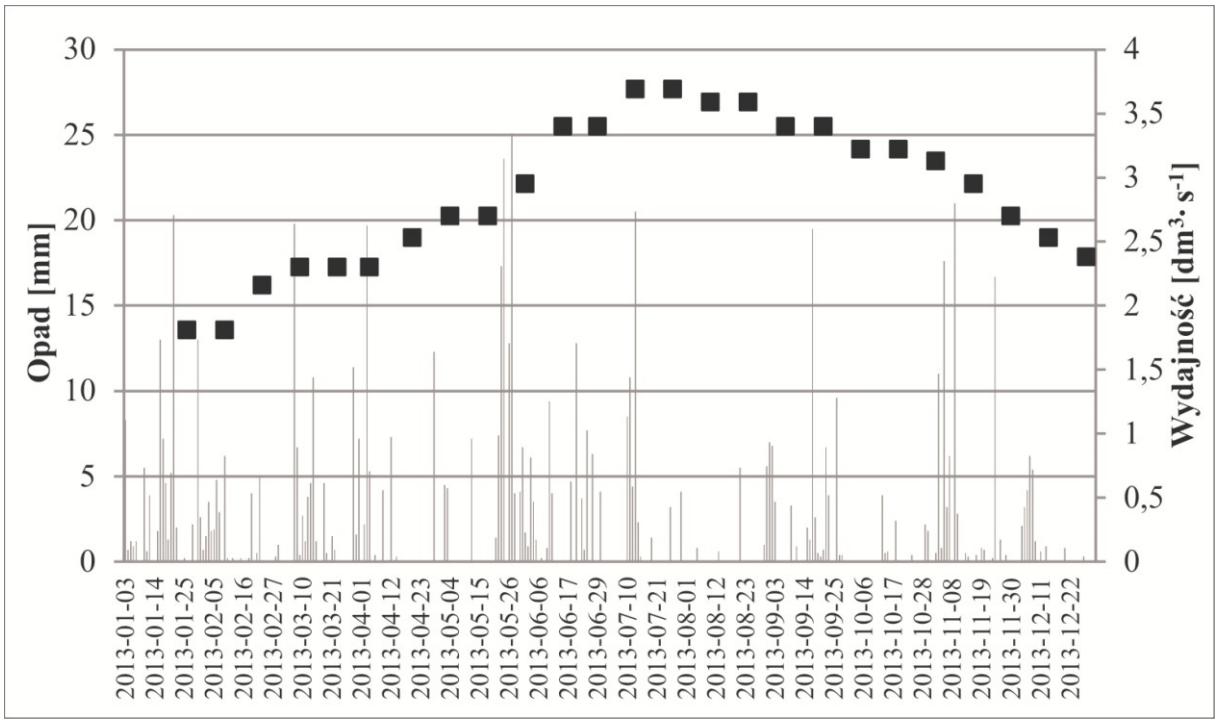
1. Charakterystyka źródła w Białej

Źródło w Białej usytuowane jest na wysokości 215 m n.p.m., pod prawym zboczem doliny rzeki Biała. Pierwotnie nisza źródliskowa miała większą powierzchnię. W czasie prac ziemnych związanych z budową lokalnej drogi została ona przebudowana, gdyż wybetonowano zbocza niszy po obu stronach wypływu. W trakcie tych prac najprawdopodobniej zasypano jej południowy fragment, co obecnie ujawnia się funkcjonowaniem małych wypływów wód podziemnych po drugiej stronie drogi. Woda wydobywa się pod zboczem niszy ze szczelin wapieni organodetrytycznych oraz z jej dna. W zależności od wielkości zasilania podziemnego liczba punktów, z których wypływa woda zmienia się. Stały wypływ odbywa się zawsze czterema szczelinami, natomiast w okresie zasobnym w wodę obserwuje się uaktywnienie się dodatkowych dwóch szczelin.

2. Wydajność źródła w Białej

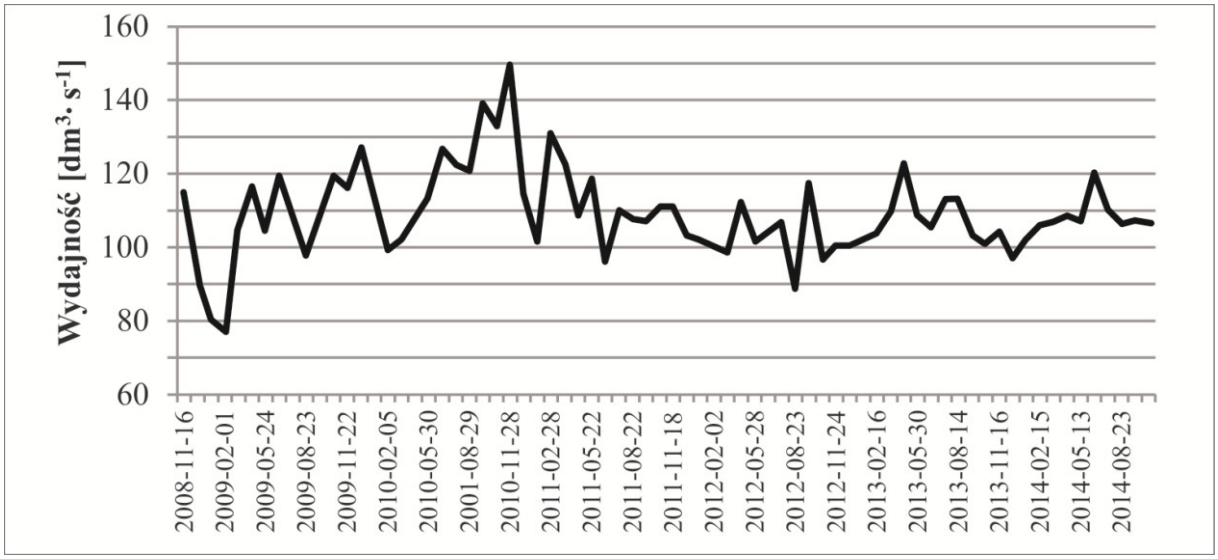
Średnia wydajność źródła w Białej w 2013 r. wynosiła 2,87 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Najniższa wydajność 1,81 $dm^3 \cdot s^{-1}$ wystąpiła na początku roku (rys. 2). Od lutego do lipca wydajność źródła stopniowo rosła, aż do osiągnięcia maksymalnej wydajności 3,69 $dm^3 \cdot s^{-1}$. W następnych miesiącach ilość wypływającej wody systematycznie malała do 2,4 $dm^3 \cdot s^{-1}$. Wydajność źródła w 2013 r. była nieco wyższa od wartości uzyskanej 18 sierpnia 1994 r., kiedy jego wydatek wyniósł 2,2 $dm^3 \cdot s^{-1}$ (Sobolewski, 1996). Różnice w wielkości wydajności pomiędzy tymi okresami wynikają z wielkości opadów atmosferycznych. W 1994 r. suma ich wynosiła 685 mm i była nieznacznie mniejsza od tej obserwowanej w 2013 r., co wpłynęło na mniejszą wydajność źródła. Brak pomiarów wydajności w latach "mokrych" i "suchych" nie pozwala określić jego zmienności wieloletniej o ile taka występuje. Z danych charakteryzujących wydajność źródła w Janowie Lubelskim (rys. 3), wynika, iż w źródle tym nie obserwuje się dużych sezonowych zmian wydatku, charakterystycznych np. dla źródeł kredowych znajdujących się w zlewni Sanny, która graniczy od zachodu ze zlewnią Białej (Michalczyk,

Chabudziński, 2013). Jest to przesłanka wskazująca, iż w źródłach zasilanych z poziomu neogeńskiego występują małe sezonowe i roczne zmiany wydajności.



Rys. 2. Dobowe sumy opadu w posterunku opadowym IMGW we Frampolu oraz wydajność źródła w Białej w 2013 r.

Fig. 2. Daily sums of precipitation at the IMGW rain gauge in Frampol and spring discharge in Biała in 2013

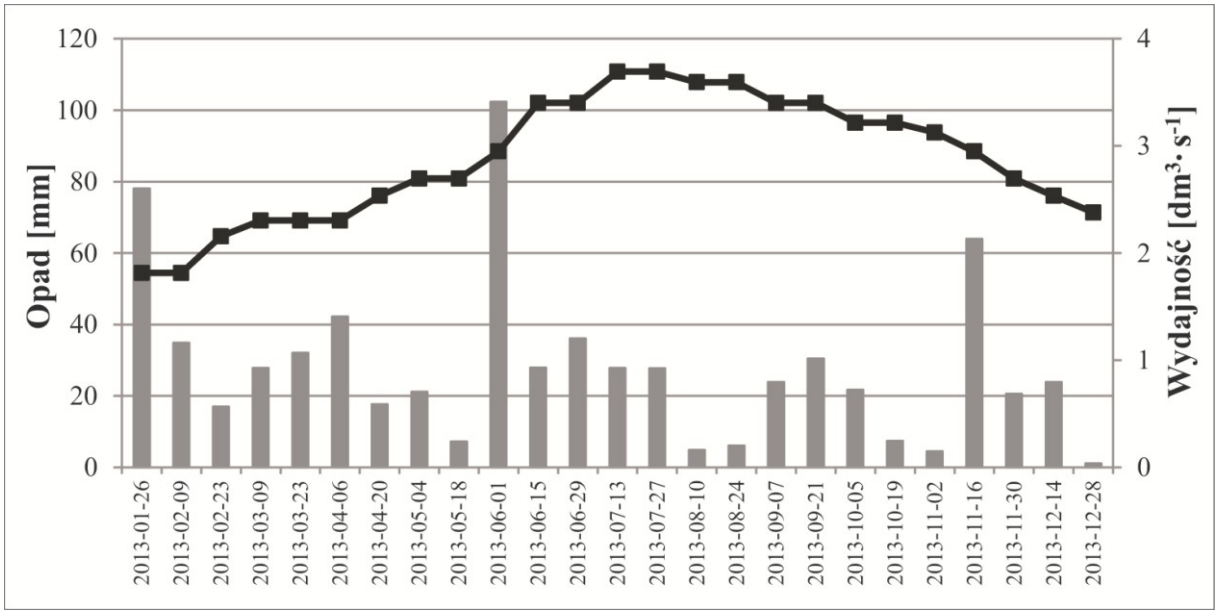


Rys. 3. Miesięczne wydajności źródła w Janowie Lubelskim w latach 2008-2014

Fig. 3. Average monthly discharge of the spring in Janów Lubelski in 2008-2014

3. Opad i parowanie

Zasoby wód podziemnych odnawiają się dzięki infiltracji, której wielkość jest uzależniona od czynników terenowych i klimatycznych, a przede wszystkim od wielkości i intensywności zasilania opadowego. Za jego wielkość przyjęto dane za stacji IMGW we Frampolu (rys. 1b). W 2013 r. suma opadów wynosiła 711,2 mm. Największe miesięczne sumy opadów wystąpiły w styczniu (97 mm) i maju (118 mm) oraz marcu i listopadzie (powyżej 80 mm). Najniższą miesięczną sumę opadów obserwowano w sierpniu i październiku (około 12 mm). Dobowe sumy opadu osiągały dość wysokie wartości, gdyż aż w 11 dniach przekraczały 15 mm. Ponadto widoczne są serie dni z ciągłymi opadami i okresy suche (rys. 2). Ich występowanie było na tyle duże, że zdecydowano się na obliczenie wielkości sum opadu między kolejnymi pomiarami wydajności (rys. 4).



Rys. 4. Wydajność źródła w Białej na tle sumy opadów w okresach międzypomiarowych ze stacji Frampol w 2013 r.

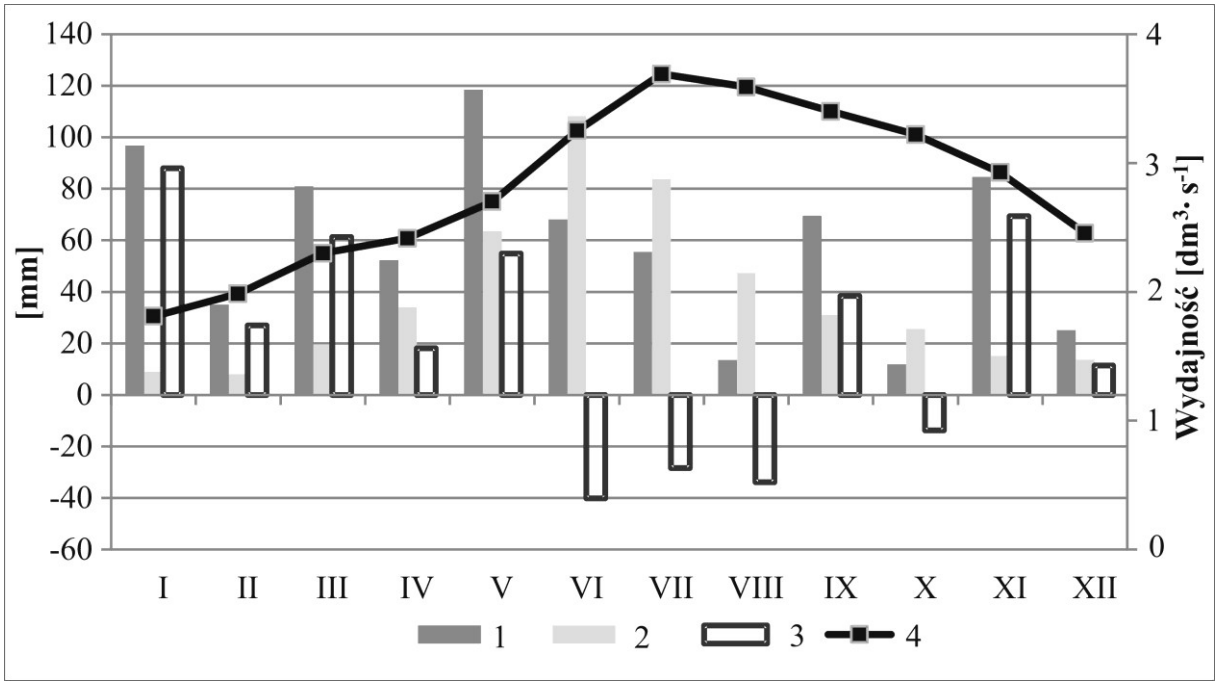
Fig. 4. Spring discharge in Biała relative to the precipitation sum recorded in the inter-measurement periods in Frampol station in 2013

W kolejnym etapie badań stwierdzono, że o wydajności źródła oraz o położeniu zwierciadła wody w studniach zdecydował opad efektywny. Jego wielkość określono na podstawie uproszczonego równania bilansu wodnego, w którym świadomie pominięto wielkość retencji, gdyż celem głównym było

wyznaczanie okresów nadwyżek i niedoborów miesięcznych sum opadów (rys. 5). Założono, że na deficyt odpływu składa się tylko parowanie rzeczywiste, co pozwoliło wyznaczyć miesięczne niedobory i nadwyżki opadu ze wzoru:

$$KBW = P - E,$$

gdzie: KBW - miesięczna nadwyżka opadu nad parowaniem,
E - średnia miesięczna wartość ewapotranspiracji rzeczywistej,
P - miesięczna suma opadu.



Rys. 5. Wydajność źródła w Białej na tle sumy opadów ze stacji Frampol w 2013 r., ewapotranspiracji rzeczywistej (dane MODIS) oraz nadwyżek opadu nad parowaniem

Fig. 5. Spring discharge in Biała relative to the precipitation sum recorded in Frampol rain gauge in 2013, actual evapotranspiration (MODIS data), and excess precipitation over evaporation

1 - opad, 2 - ewapotranspiracja rzeczywista, 3 - nadwyżka opadu nad parowaniem, 4 - wydajność źródła

1 - precipitation, 2 - evapotranspiration, 3 - excess precipitation over evaporation, 4 - spring discharge

Zmiany wydajności źródła w Białej wykazują słaby bezpośredni związek z sumami opadów atmosferycznych oraz wielkością nadwyżek opadu nad parowaniem (rys. 4, rys. 5). Z zestawionych materiałów wnioskuje się, że reakcja źródła na infiltrację wód roztopowych i opadowych jest opóźniona, nawet do 2 miesięcy i uwarunkowana stanem wilgotności gruntu, w tym także długością okresu opadowego. Najwyższą wydajność źródła stwierdzono w lipcu, co było efektem zasilania roztopowego i opadowego. Dość wysokie opady we wrześniu i listopadzie, poprzedzone okresem niskiego zasilania w miesiącach czerwiec-sierpień, nie spowodowały uzupełnienia zasobów wód podziemnych warstwy wodonośnej, z której zasilane jest źródło, gdyż jego wydajność systematycznie malała.

4. Zasoby wód podziemnych

Analiza wydajności źródła wykazuje, że w okresie od 27 lipca 2013 r. do 28 grudnia 2013 r. źródło funkcjonowało rytmem własnym, czyli w okresie 154 dni nie nastąpiło uzupełnianie zasobów podziemnych. Stosując prawo Mailleta (Pazdro, 1983), okres ten wykorzystano do obliczenia współczynnika regresji źródła α, którego wartość wyniosła 0,0028476. Otrzymany wynik wskazuje na tempo opróżniania zbiornika wód podziemnych, a także pozwala na prognozowanie zmian wydajności w czasie reżimu własnego.

$$Q_t = Q_0 \cdot exp^{-\alpha \cdot (t - t_0)}$$

gdzie: Q_t – wydajność w terminie (po czasie) t,
Q_0 – wydajność początkowa w terminie t_0,
α - wartość współczynnika regresji,
t – czas w dobach.

Zasoby wody zbiornika zasilającego źródło wynosiły w okresie najwyższej wydajności 111959 m^3, natomiast dla najniższej wydajności 1,81 $dm^3 \cdot s^{-1}$ objętość ta była równa 54917 m^3. Zatem wartość zasobów statycznych dostępnych dla drenażu źródła zmniejszyła się dwukrotnie.

5. Dynamika wód podziemnych

Źródło w Białej zasilane jest z neogeńskiego zbiornika wód podziemnych. Zatem jego wydajność odzwierciedla stan zasobów wody podziemnej zretencjonowanej w zlewni zasilającej źródło. W celu wykazania związków między zmianami wydajności źródła a stanami wody podziemnej wykorzystano pomiary położenia zwierciadła wody w 4 studniach kopanych położonych w jego sąsiedztwie (rys. 1d), znajdujących się w zróżnicowanym położeniu morfologicznych.

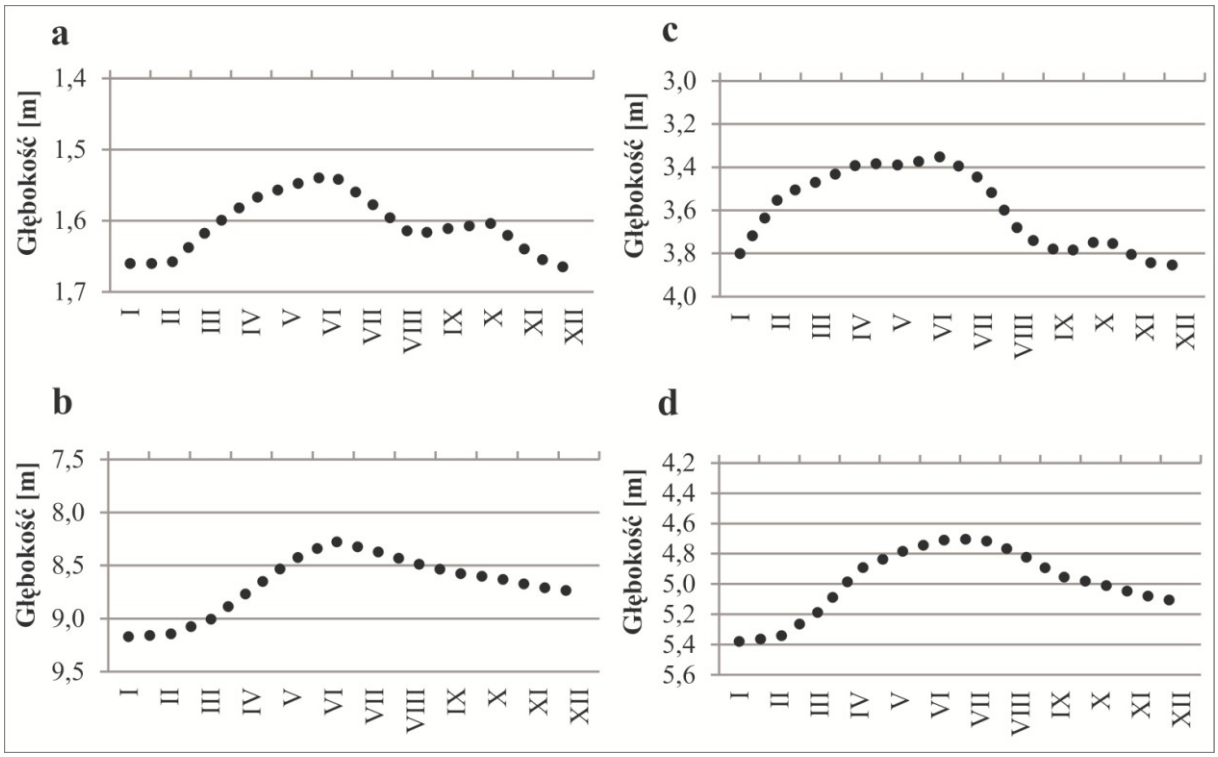
Studnia nr 1 położona jest na wysokości 221 m n.p.m. w dnie doliny Białej. Zwierciadło wody podziemnej występowało na głębokości 1,5 m. Warstwę wodonośną tworzą piaski rzeczne przykryte mułkami. W 2013 roku wahania poziomu wody były bardzo małe, gdyż osiągnęły zaledwie 0,12 m. Najwyżej zwierciadło wody utrzymywało się na początku lata, a najniżej pod koniec okresu obserwacji (rys. 6).

Studnia nr 2 znajduje się na stoku doliny na wysokości 229 m n.p.m. W sąsiedztwie studni występują na powierzchni gliny zwałowe zalegające na wapieniach neogenu. Zwierciadło wody utrzymywało się na głębokości od 9,17 m w grudniu do 8,27 m w czerwcu.

Studnia nr 3 usytuowana jest na wysokości 222,5 m n.p.m. i ujmuje wody występujące w piaskach deluwialnych suchej dolinki uchodzącej do doliny głównej Białej. W studni tej głębokości do wody zmieniały się od 3,86 m w grudniu do 3,35 m w czerwcu.

Studnia nr 4 położona jest na wysokości 223,5 m n.p.m., w obrębie stoku doliny Białej i ujmuje wodę z wapieni neogenu. W odróżnieniu do pozostałych studni, najniższy stan wody wystąpił w styczniu (5,38 m), a najwyższy w lipcu (4,7 m).

Zwierciadło wody podziemnej w zlewni Białej w bezpośrednim sąsiedztwie źródła pozostaje w hydrodynamicznej równowadze drenowania. W dnie doliny głównej wody podziemne występują bardzo płytko, co dokumentuje studnia nr 1. Większą głębokością do wody wynoszącą ponad 3 m charakteryzowała się studnia nr 3 położona u ujścia suchej doliny. Miąższość strefy aeracji gwałtowanie zwiększa się w strefie zbocza doliny i w studni nr 4 wynosi około 5 m, a w studni nr 2 ponad 8 m.



Rys. 6. Zmiany głębokości położenia zwierciadła wody w studniach kopanych; a) stanowisko nr 1, b) stanowisko nr 2, c) stanowisko nr 3, d) stanowisko nr 4

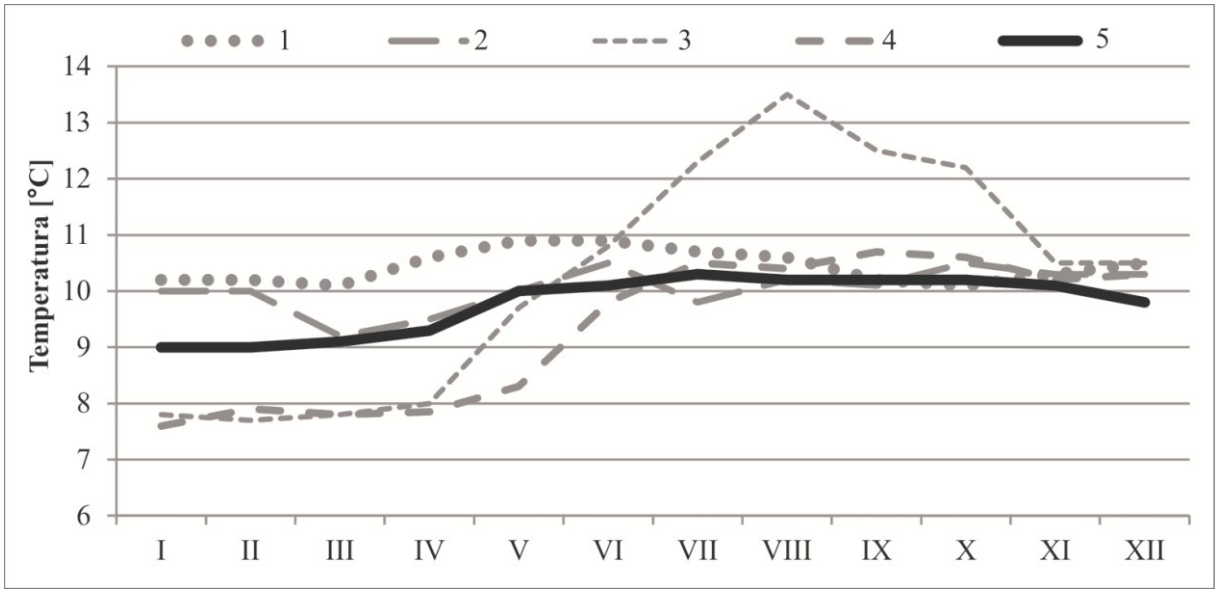
Fig. 6. Water table fluctuation in dug wells; a) well no. 1, b) well no. 2, c) well no. 3, d) well no. 4

6. Temperatura wód podziemnych

Czas reakcji wód podziemnych na zasilanie opadowe był uzależniony od zasięgu i właściwości warstwy wodonośnej, na której cechy wpływa budowa geologiczna a pośrednio można ją interpretować w oparciu o pomiary temperatury wody w źródle i w studniach. Temperatura wody w źródle zmieniała się w 2013 r. od 9,0°C do 10,3°C, przy średniej 9,7°C. Najniższa temperatura wystąpiła w styczniu i lutym, natomiast najwyższa w lipcu (rys. 7). Od sierpnia do października zaobserwowano taką samą temperaturę wynoszącą 10,2°C.

Zmiany temperatury wody w mierzonych studniach były dość zróżnicowane. W studni nr 1, mimo że zwierciadło wody występuje płytko to wahania temperatury były małe i zawierały się przedziale 10,1°C - 10,9°C. W studni nr 2 najniższą temperaturę zaobserwowano w marcu (9,2°C),

a najwyższą w czerwcu i październiku (10,5°C). Amplituda była nieco wyższa niż w przypadku studni nr 1 i wynosiła 1,3°C. Nie stwierdzono związku korelacyjnego między temperaturą wody w tych studniach a temperaturą powietrza. Studnia nr 3 odznacza się największymi wahaniami temperatury wody i ich związkiem z przebiegiem temperatury powietrza.



Rys. 7. Temperatura wody w źródle i w studniach kopanych

Fig. 7. Temperature of water in the spring and dug wells

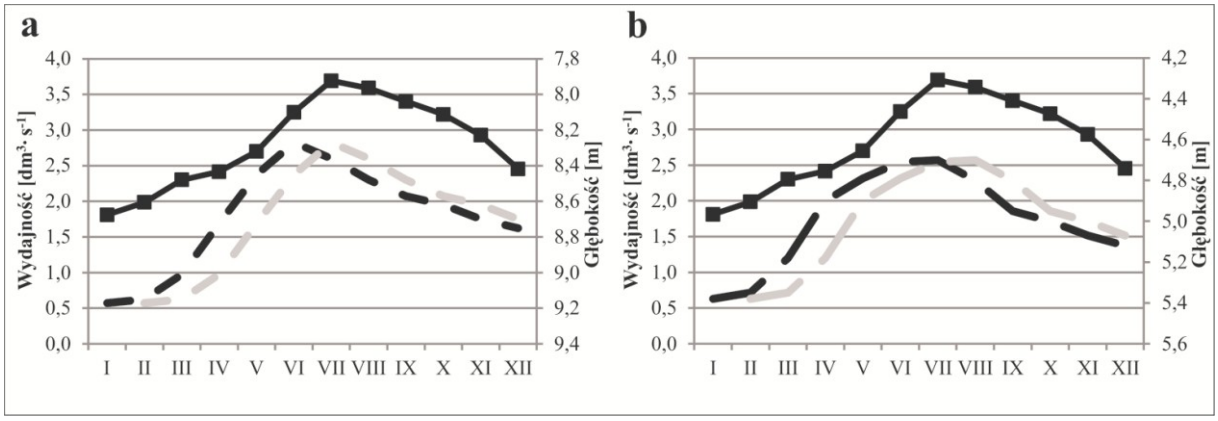
1 - stanowisko nr 1, 2 - stanowisko nr 2, 3 - stanowisko nr 3, 4 - stanowisko nr 4, 5 - źródło

1 - well no. 1, 2 - well no. 2, 3 - well no. 3, 4 - well no. 4, 5 - spring

W studni nr 4 najniższa temperatura wody wystąpiła na początku stycznia (7,9°C), a najwyższa we wrześniu (10,7°C). Trudno jednoznacznie interpretować przyczyny wykazanych różnic. Niewątpliwie istotnym czynnikiem jest miąższość, a przede wszystkim wykształcenie litologiczne strefy aeracji, głębokość występowania zwierciadła wody, a także stabilność temperatury w poziomie/warstwie wodonośnej.

Dyskusja

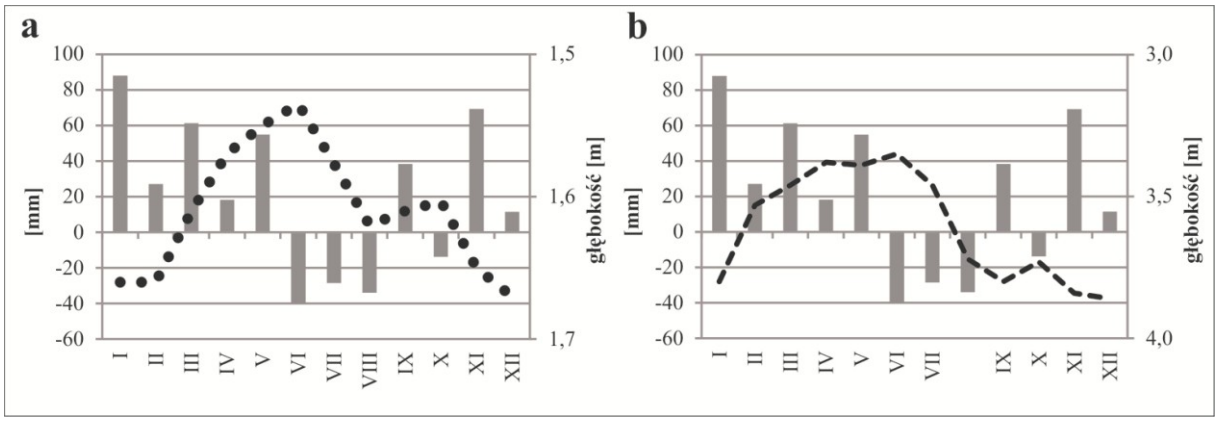
W celu określenia związków zachodzących między wydajnością źródła a położeniem zwierciadła w studniach wykonano analizy statystyczne. We wszystkich studniach stwierdzono dość stabilne położenie zwierciadła wody, którego głębokość występowania zmieniała się sezonowo. Analizy te wykazały także, iż stany wody w studniach nr 2 i 4 najlepiej korespondowały z dynamiką wydajności źródła (rys. 8), natomiast słabszą relację stwierdzono w odniesieniu do studni nr 1 i 3. Podobnie jak źródło, studnie reagowały na opady z opóźnieniem jednak reakcja ta była przesunięta w czasie o 1 miesiąc, a nie jak w przypadku źródła o 2 miesiące. W przypadku studni nr 1 i 3 obserwowany spadek poziomu wody został przerwany zasilaniem z opadów, które pojawiały się w wrześniu i listopadzie.



Rys. 8. Wydajność źródła na tle stanów wody podziemnej w studniach nr 2(a) i 4(b)

Fig. 8. Springs discharge relative to water level fluctuation in wells no. 2(a) and no. 4(b)

Brak wzrostu wydajności źródła w okresie wrzesień - listopad nie jest równoważny z brakiem zasilania warstw wodonośnych, na co wskazuje rys. 9, prezentująca zmiany stanu wody w studni nr 1 i 3 oraz wartości nadwyżek opadu nad parowaniem. Z tej ryciny wynika, iż opad z września miał wpływ na wzrost stanów wody w studniach nr 1 i 3 w kolejnym miesiącu a opad listopadowy wyhamował spadek poziomu wody obserwowany w grudniu.



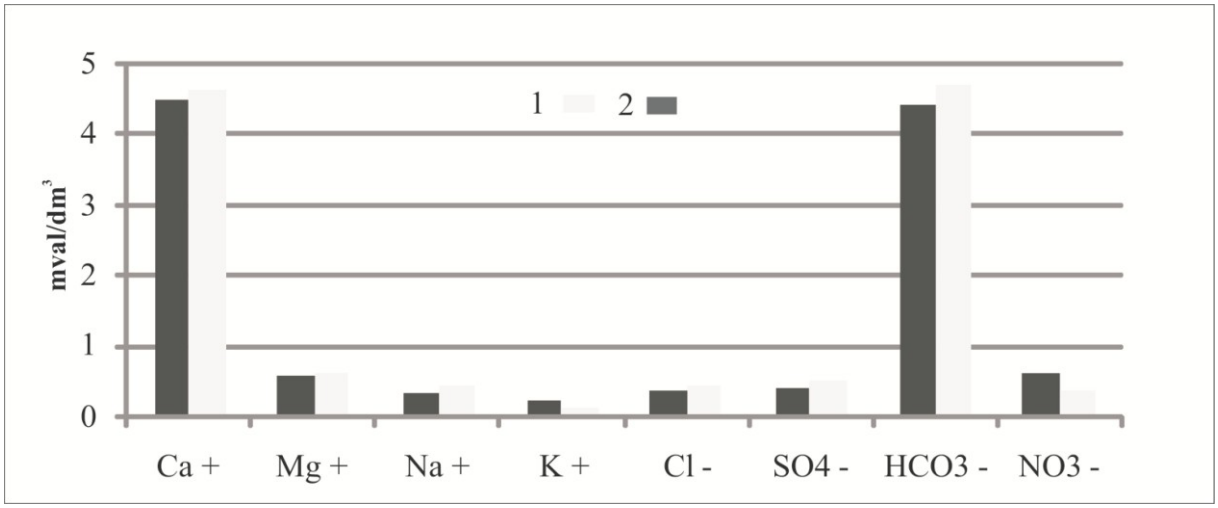
Rys. 9. Stany wody w studni nr 1(a) i 3(b) na tle bilansowych nadwyżek opadu
Fig. 9. Water levels in well no. 1(a) and no. 3(b) relative to excess precipitation balance

Duża wartość opadu w grudniu ograniczyła tylko wielkość spadku a nie spowodowała wzrostu stanu wody. Wynikało to z tego, iż większość opadu z tego miesiąca wystąpiła w bardzo krótkim okresie czasu (rys. 2), co skutkowało pojawieniem się spływu powierzchniowego a nie bezpośrednią infiltracją w podłoże.

Analizy porównawcze temperatury wody w studniach oraz zmian poziomu wody i wydajności źródła wykazały istotne korelacje pomiędzy źródłem a studniami nr 2 i 4, natomiast słabsze relacje stwierdzono w odniesieniu do studni nr 1 i 3. Uzyskane wyniki wskazują na występowanie trzech poziomów wodonośnych. Pierwszy to główny poziom roztoczański, który drenowany jest przez wody źródła oraz studnie nr 2 i 4. Drugi występuje w osadach dolinnych Białej i jest reprezentowany przez studnie nr 1. Poziom ten pozostaje w łączności hydraulicznej z poziomem roztoczańskim. Trzeci poziom nawiązuje do suchych dolin wypełnionych luźnym materiałem deluwialnym. Wody w tym poziomie najszybciej reagują na zasilanie opadowe, co potwierdzają obserwacje stanu wody i temperatury w studni nr 3. Bez dodatkowych badań trudno jest ocenić jego relację w odniesieniu do poprzednich.

Wody podziemne w górnej zlewni Białej charakteryzują się dobrą jakością. Są to wody dwujonowe, wodorowęglanowo-wapniowe o mineralizacji ok. 450 $mg \cdot dm^{-3}$. Zawartość jonów sodu, potasu, chlorków i siarczanów jest niska (rys. 10). Jednakże wody źródlane, a także i rzeczne

mają podwyższony poziom azotanów, w stosunku do tła hydrochemicznego (Chmiel i in., 1997), co jednoznacznie wskazuje na pewne przejawy antropopresji. Woda ze źródła przez lata była używana do bezpośredniego spożycia, a obecnie ludność wykorzystuje wody źródła przede wszystkim na potrzeby gospodarcze.



Rys. 10. Skład chemiczny wód źródlanych i rzecznych
Fig. 10. Chemical composition of spring and river waters

1 - źródło, 2 - rzeka *1 - spring, 2 - river*

Podsumowanie

Źródło w Białej zasilane jest wodami krążącymi w mioceńskich wapieniach organodetrytycznych. Jego średnia wydajność w 2013 r., obliczona w pomiarów wykonywanych co 2 tygodnie, wynosiła 2,87 $dm^3 \cdot s^{-1}$, przy skrajnych wartościach 1,81 $dm^3 \cdot s^{-1}$ stwierdzonych na przełomie stycznia i lutego do 3,69 $dm^3 \cdot s^{-1}$ w lipcu. Jest to źródło o małej zmienności wydatku oraz dość stabilnej temperaturze wody (śr. 9,7°C) i słabo zasadowym odczynie (7,26).

Zmiany wydajności źródła w Białej wykazują słaby bezpośredni związek z opadami atmosferycznymi. Reakcja źródła na infiltrację wód roztopowych i opadowych jest opóźniona, nawet do 2 miesięcy i jest uwarunkowana stanem wilgotności gruntu, w tym także długością okresu

opadowego. W ujęciu rocznym i wieloletnim źródło można zaliczyć do kategorii wypływów o mało zmiennej wydajności (Pazdro, 1983).

Zmiany wydajności źródła i stanów wody podziemnej nie były synchroniczne, gdyż terminy najwyższych jego wydatku były przesunięte (opóźnione) o około 1 miesiąc w stosunku do stanu wody w studniach. Pomiary w poszczególnych studniach wykazywały nieco inne relacje zachodzące w fazie wzrostu i spadku stanów wody podziemnej i wydajności źródła. Pomimo, bliskiego położenia źródła oraz studni mogą być one zasilane z poziomów/warstw wodonośnych charakteryzujących się odmiennymi warunkami zasilania i przepływu wody. Jednocześnie stwierdzono zmianę dynamiki parametrów fizyko-chemicznych następującą wraz z głębokością występowania zwierciadła wody, a także istotny wpływ wykształcenia litologicznego strefy aeracji na zakres i tempo zachodzących procesów.

Część wyników badań w niniejszej publikacji jest efektem realizacji projektu pt. "Zasilanie i drenaż w strefie pogranicza Wyżyny Lubelskiej i Roztocza", finansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2012/05/N/ST10/03963.

Literatura

Brzezińska-Wójcik T., 2013, *Morfotektonika w annopolsko-lwowskim segmencie pasa wyżynnego w świetle analizy cyfrowego modelu wysokościowego oraz wskaźników morfometrycznych*, Wyd. UMCS, Lublin.

Buraczyński J., 1999, *Roztocze,* Wyd. UMCS, Lublin.

Chmiel S., Michalczyk Z., Turczyński M., 1997, *Ocena jakości wód podziemnych i powierzchniowych Roztocza,* Annales UMCS s. B, 52, p. 77-102.

Hyła S., 2014, *Charakterystyka hydrologiczna źródła Białej,* Maszynopis Zakładu Hydrologii UMCS.

Janiec B., 1984, *Wody podziemne w strefie południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej*, Wyd. Geol., Warszawa.

Mapa Podziału Hydrograficznego Polski, Zakład Hydrografii i Morfologii Koryt Rzecznych IMiGW *(http://mapa.kzgw.gov.pl)*

Malinowski J, 1974, *Hydrogeologia Roztocza Zachodniego*, Prace Hydrogeoliczne, s. spec., z. 6, s. 91.

Michalczyk Z., 1986, *Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, Lublin.

Michalczyk Z., 1996, *Źródła Roztocza – monografia hydrograficzna*, Wyd. UMCS, Lublin.

Michalczyk Z., Chabudziński Ł., 2013, *Zmiany wydajności źródeł w Wierzchowiskach w latach 1970-2012 (Roztocze Zachodnie)*, Biuletyn PIG nr 456, s. 405-412.

Pazdro Z., 1983, *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. Geologiczne, Warszawa

Sobolewski W., 1996, *Źródła strefy krawędziowej Roztocza Zachodniego* [w:] Michalczyk Z., *Źródła Roztocza – monografia hydrograficzna*, Wyd. UMCS, Lublin.

Wągrowski A., 1993, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Janów Lubelski (858)*, Wyd. Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej S.A. (1996), Warszawa.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

IGNATIUK DARIUSZ (1), BŁASZCZYK MAŁGORZATA (1), GRABIEC MARIUSZ (1), MAJCHROWSKA ELŻBIETA (1), PĘTLICKI MICHAŁ (2), PIECHOTA AGNIESZKA M. (1)

(1) Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec,
Centrum Studiów Polarnych KNOW (Krajowy Naukowy Ośrodek Wiodący)
(2) Instytut Geofizyki, Polska Akademia Nauk, Warszawa,
Centrum Studiów Polarnych KNOW (Krajowy Naukowy Ośrodek Wiodący)

NOWOCZESNE METODY POMIAROWE I ANALITYCZNE W GLACJOLOGII

MODERN MEASURING AND ANALYSIS METHODS IN GLACIOLOGY

Streszczenie. Niniejsza publikacja prezentuje wybrane narzędzia wykorzystywane w badaniach glacjologicznych oraz przykłady praktycznego ich zastosowania. Kompleksowe poznanie funkcjonowania systemu glacjalnego wymaga prowadzenia studiów w odniesieniu zarówno do procesów zachodzących na powierzchni, jak również we wnętrzu lodowca i pod jego dnem. Wnętrze lodowca rozpoznawane jest z zastosowaniem metod radarowych oraz modelowania drenażu subglacjalnego. Procesy powierzchniowe monitorowane są z zastosowaniem skaningu laserowego, precyzyjnych technik geodezji satelitarnej, teledetekcji oraz stacji monitorującej położenie klifu lodowca. Badania glacjologiczne uzupełniane są o pomiary i modelowanie hydrologiczne na zamknięciu zlewni zlodowaconych.

Abstract. The paper presents selected modern tools used in glaciological studies and examples of their practical application. Comprehensive knowledge of the functioning of the glacial system requires conducting studies for the processes occurring on the surface, inside and beneath the glacier. The internal features of the glacier are recognized using GPR methods and subglacial drainage modeling. Surficial processes are monitored using laser scanning, precise GPS navigation system, satellite remote sensing and monitoring station of glacier cliff position. The glaciological studies are supplemented with hydrological measurements and modeling of the glaciated catchments.

słowa kluczowe: glacjologia, modelowanie, teledetekcja, GPR
keywords: glaciology, modeling, remote sensing, GPR

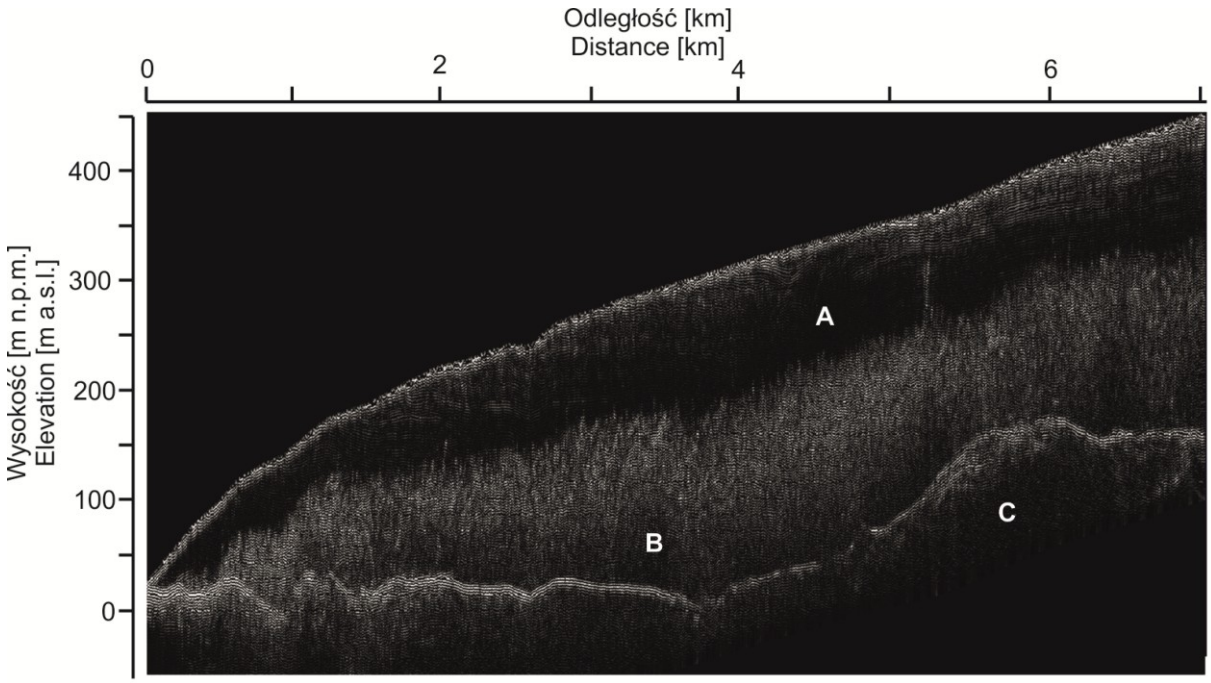
Wstęp

Współczesne badania glacjologiczne stanowią połączenie tradycyjnych metod pomiarowych stosowanych w celu utrzymania ciągłości pomiarów i homogeniczności serii a także szerokiego spektrum nowoczesnych metod z zakresu geofizyki, geodezji oraz teledetekcji. Zaletą klasycznych pomiarów (m.in. bilansu masy lodowców) jest możliwość zestawiania współczesnych obserwacji z danymi historycznymi oraz utrzymanie ciągłości pomiarów. Jest to szczególnie ważne dla uchwycenia długoterminowych zmian zachodzących w kriosferze. Wraz z coraz lepszym poznaniem środowiska zlodowaconego oraz rozwojem metodologii możliwe stało się uzyskanie wyższej precyzji pomiarów oraz studia nad nowymi parametrami fizycznymi i chemicznymi lodowców w ujęciu ilościowym. Wieloletnie doświadczenie zespołu Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego (WNoZ UŚ) oraz Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk w prowadzeniu badań nad środowiskiem zlodowaconym, głównie w Arktyce, pozwoliło ostatnio na pełne wykorzystywanie nowoczesnego zaplecza aparaturowego i analitycznego, często innowacyjnego w skali światowej. Niniejsza publikacja prezentuje wybrane narzędzia wykorzystywane w badaniach glacjologicznych oraz przykłady praktycznego ich zastosowania.

Sondowania radarowe

Kompleksowe poznanie funkcjonowania systemu glacjalnego wymaga prowadzenia studiów w odniesieniu zarówno do procesów zachodzących na powierzchni, jak również we wnętrzu lodowca i na jego podłożu. Metody geofizyczne są szeroko stosowane dla identyfikacji struktury wewnętrznej lodowca oraz warunków subglacjalnych. Techniką która dostarcza bardzo szerokie spektrum informacji jest sondowanie radarowe. Metoda radarowa wykorzystuje fale elektromagnetycznych w paśmie o zakresie częstotliwości 3-3000 MHz celem penetracji podpowierzchniowych warstw skorupy ziemskiej i rejestracji nieciągłości struktury spowodowanej zróżnicowanymi właściwościami dielektrycznymi.

Wykorzystanie fal radarowych w geofizyce swój rozwój zawdzięcza aplikacjom w badaniach lodowców. Pierwsze sondowania za pomocą pierwowzoru georadaru miały miejsce pod koniec lat 20. XX wieku na lodowcach alpejskich, jednak prawdziwy rozkwit nastąpił w drugiej połowie ubiegłego stulecia. Odbyło się to głównie za sprawą intensywnych sondowań miąższości i topografii podłoża lądolodów Antarktydy i Grenlandii z pułapu lotniczego. Wielką zaletą wykorzystania radaru jest duża mobilność aparatury pozwalająca na pozyskanie dużej ilości informacji z relatywnie dużego obszaru w krótkim czasie. Nie bez znaczenia jest również bezinwazyjność metody pozwalająca na jej wykorzystanie w obszarach chronionych, gdzie działalność naukowa jest obwarowana rygorystycznymi przepisami ochrony środowiska.



Rys. 1. Profil radarowy czołowej części Lodowca Renard (południowy Spitsbergen) wykonany w kwietniu 2008 r.; antena o częstotliwości 25 MHz

Fig. 1. Ground penetrating radar profile of frontal part of Renardbreen (Southern Spitsbergen) surveyed in April 2008; antenna frequency - 25 Mhz

A – warstwa lodu zimnego, B – warstwa lodu umiarkowanego, C – podłoże skalne

A – cold ice layer, B – temperate ice layer, C – bedrock

autor (author): Grabiec M.

Metoda radarowa dostarcza szeregu informacji pozwalających na wieloaspektowe studia systemów glacjalnych. Najbardziej podstawowe badań pomiary dotyczą miąższości lodowców oraz topografii ich podłoża. Pozwalają one również na obliczenie objętości lodu. Spektakularne przykłady wykorzystania danych z sondowań radarowych (zarówno naziemnych, jak i lotniczych) odnoszą się do określenia objętości masy lądolodów Antarktydy i Grenlandii oraz kształtu ich podłoża. Najnowsza kalkulacja oparta o zbiór kilkunastu mln km profili radarowych pozyskanych z szeregu misji pomiarowych prowadzonych przez ostatnie 50 lat pozwoliła na precyzyjne określenie objętości lądolodu Antarktydy na 27 mln km^3 (Fretwell i in., 2013). Podobne opracowanie dla Grenlandii, integrujące dotychczasowe pomiary o łącznej długości 420 tys. km, wskazuje na objętość lodu 2,96 mln km^3 (Bamber i in., 2013). Analogiczne studia przeprowadzono w odniesieniu do większości regionów zlodowaconych. Przykładowo dla Svalbardu, gdzie sondowania radarowe lodowców prowadzone są od lat 70. XX wieku najnowszy szacunek objętości mas lodowych (Svalbard + Jan Mayen) oparty o szeroki zbiór danych dostarczonych przez szereg studiów regionalnych i lokalnych wskazuje na 6700 ±835 km km^3 (Martín-Español i in., 2015). W tym ostatnim opracowaniu uczestniczył zespół z WNoZ UŚ.

W strukturze lodowców politermalnych najbardziej wyeksponowaną cechą obrazu radarowego jest granica oddzielająca lód znajdujący się w temperaturze topnienia pod ciśnieniem (lód umiarkowany – *temperate ice*, „lód ciepły") od nadległego lodu zimnego, mającego wyraźnie niższą temperaturę (rys. 1). Granica ma charakter nieostry, ponieważ jest definiowana przez zmieniającą się w sposób ciągły zawartość wody w stanie ciekłym w lodowcu. Sondowania radarowe pozwalają na identyfikację struktury hydrotermalnej lodowca (udział lodu ciepłego i zimnego w profilu pionowym), a także na określenie procentowej zawartości wody w stanie ciekłym w lodowcu. W celu obliczenia ilości wody stosowanych jest szereg metod opartych zarówno o radarowe profilowania refleksyjne (na podstawie współczynnika siły odbicia od granicy lodu zimnego i umiarkowanego, kształtu dyfrakcji hiperbolicznych powstających na punktowych lub liniowych obiektach podpowierzchniowych) jak i sondowania prędkości propagacji fal radarowych (np. CMP – *common mid-point*).

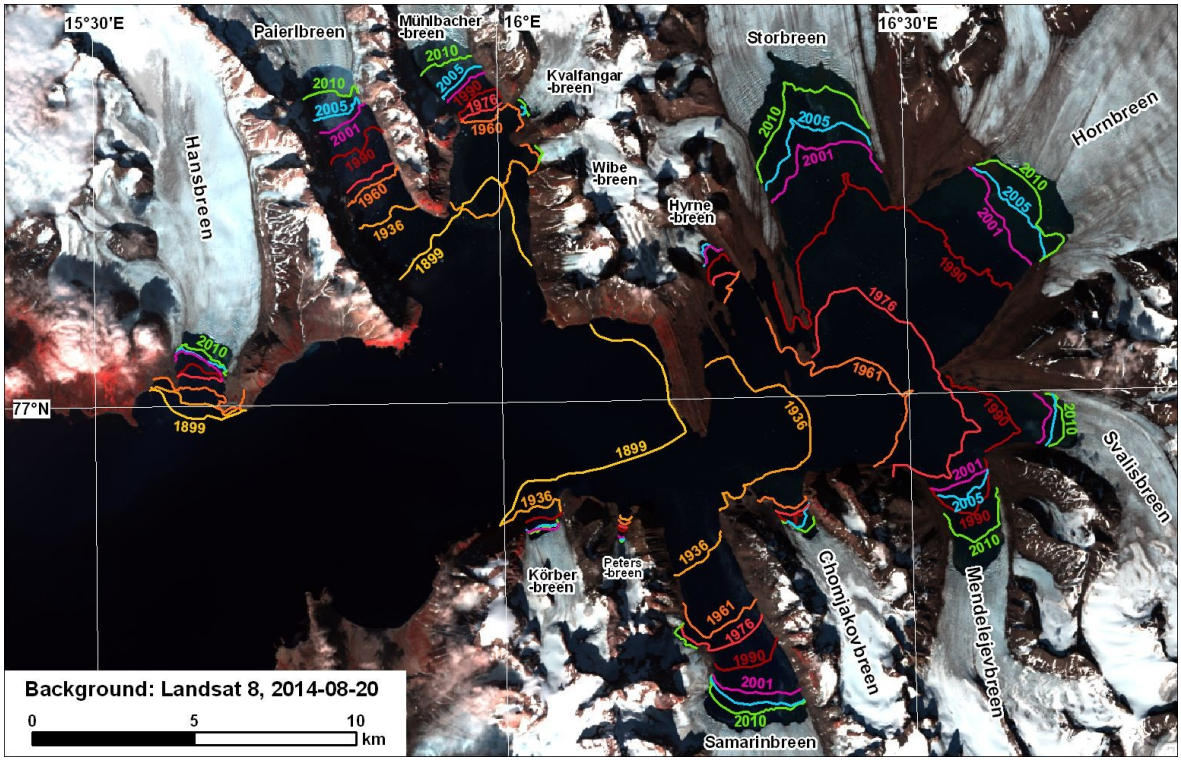
Wysoki kontrast dielektryczny pomiędzy lodem, a wodą stoi u podstaw skuteczności zastosowania technik radarowych dla identyfikacji wód subglacjalnych. Spektakularne przykłady tego typu zastosowań metody radarowej odnoszą się np. do identyfikacji ponad 140 jezior pod kopułą lodową Antarktydy. Odmienne właściwości komponentów lodowca w odniesieniu do cech elektrycznych przyczyniły się również do zastosowania profilowania radarowego w celu wyodrębnienia kanałów inglacjalnych i ich rozmiarów, a dzięki interpretacji zmian polaryzacji sygnału przy przejściu fali pomiędzy ośrodkami o różnej względnej przenikalności elektrycznej możliwa jest identyfikacja ich wypełnienia.

Powyższy opis przedstawia w sposób syntetyczny spektrum zastosowań sondowań radarowych w glacjologii, nie wyczerpując wszystkich możliwości technik radarowych, a jedynie sygnalizując najczęściej wykorzystywane. Ze względu na szeroki zakres zastosowań metod radarowych, postępuje rozwój technologii w kierunku zintegrowania danych radaru naziemnego/lotniczego z innymi technikami teledetekcyjnymi (np. wykorzystanie do kalibracji radarowych obrazów satelitarnych SAR) oraz wykorzystania dla modelowania zmian środowiska glacjalnego.

Teledetekcja satelitarna

Od początku XX wieku obserwowany jest wyraźny ubytek powierzchni zlodowaconych na półkuli północnej. Topnienie i recesja lodowców powodują natomiast zwiększoną dostawę do mórz i oceanów słodkiej wody pochodzącej zarówno z topnienia, jak i odrywania się gór lodowych w procesie zwanym cieleniem. Ze względu na trudności w prowadzeniu pomiarów na odległych i trudno dostępnych terenach, tworzenie światowych zasobów powierzchni pokrytych lodem bazuje na danych satelitarnych (GLIMS, 2009; WGMS, 2009). Obrazy satelitarne już od lat 70. ubiegłego wieku są uzupełnieniem archiwalnych danych kartograficznych. Przetwarzanie mutlispektralne oraz łączenie obrazów z różnych źródeł i o różnej rozdzielczości czasowej i przestrzennej – ułatwia ocenę zachodzących w przyrodzie procesów i zjawisk. Do walidacji i kalibracji danych satelitarnych wykorzystuje się obserwacje polowe prowadzone regularnie na wybranych lodowcach.

Szczególną rolę w badaniach niedostępnych obszarów polarnych pełnią darmowe, średniorozdzielcze obrazy systemu Landsat oraz inne satelitarne dane multispektralne takie jak SPOT, Terra ASTER czy ALOS Avnir. Pozwalają one na śledzenie zmienności położenia czół lodowców zarówno zakończonych na lądzie jak i uchodzących bezpośrednio do morza (rys. 2). Innym powszechnym zadaniem teledetekcji jest automatyczne wyznaczenie powierzchni obszarów zlodowaconych korzystając z różnic w zakresie własności spektralnych śniegu i lodu w różnych zakresach promieniowania elektromagnetycznego i odbicia. Dobre rezultaty w wydzielaniu obszarów pokrytych lodem uzyskuje się stosując np. kombinacje kanałów bliskiej i średniej podczerwieni (VNIR i SWIR) np. dzielenie kanałów 4 i 3 skanera ASTER (Paul i in., 2002).

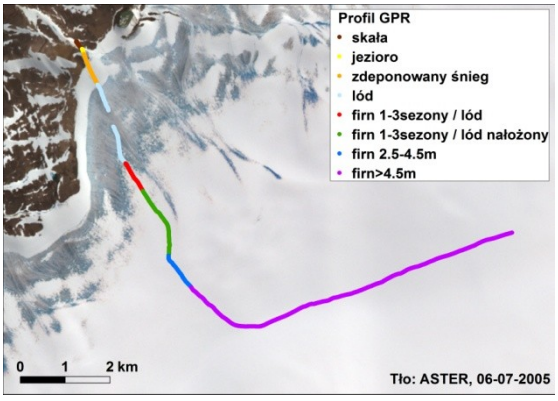


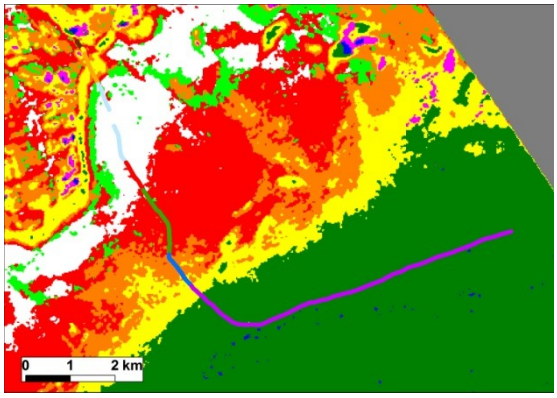
Rys. 2. Fluktuacje czół lodowców uchodzących do morza na podstawie archiwalnych materiałów kartograficznych oraz teledetekcyjnych

Fig. 2. Fluctuations of tidewater glaciers termini, based on archival cartographic and remote sensing data

Źródło: Błaszczyk i in,. 2013, zmieniony *Source: Błaszczyk i in., 2013, changed*

Kluczową rolę w badaniach teledetekcyjnych pełnią satelitarne systemy radarowe SAR (*Synthetic Aperture Radar*). Podstawową cechą obrazowania radarowego jest niezależność od warunków atmosferycznych i oświetleniowych. Pozwala to na obserwacje zarówno podczas częstych w krajach polarnych dni pochmurnych jak i podczas nocy polarnej, umożliwiając śledzenie sezonowej zmienności położenia klifów lodowców uchodzących do morza. Dane SAR są także źródłem danych o prędkościach lodowców na dużych obszarach. Prędkość lodowców wyznaczana jest przy użyciu metod interferometrii radarowej (np. Perski, Jania, 2003), a w ostatnich latach coraz bardziej powszechne są metody *speckle tracking*, bazujące na technice wzajemnej korelacji obrazów. Obrazy SAR umożliwiają także detekcję stref glacjalnych na wiosennych obrazach radarowych (rys. 3). Wiązka radarowa przenikając przez warstwę zimowego suchego śniegu jest w różny sposób rozpraszana przez śnieg suchy, śnieg mokry, firn, lód nałożony, czy lód lodowcowy. Śledzenie wieloletniej zmienności powierzchni poszczególnych stref lodowca pozwala na ocenę topnienia powierzchniowego lodowca, a w konsekwencji wielkość dostawy słodkiej wody do morza.

a) 

b) 

Rys. 3. a) Interpretacja stref glacjalnych w oparciu o naziemny profil radarowy (GPR) na Vestfonnie (NE Svalbard) na podkładzie mutlispektralnym ASTER; b) wyniki segmentacji satelitarnych danych radarowych o zmiennej polaryzacji

Fig. 3. a) Interpretation of glacial facies based on ground penetrating radar profile on Vestfonna (NE Svalbard), background: multispectral ASTER image; b) results of segmentation of cross-polatized satellite radar data

Legend: rock, lake, deposited snow, ice, 1-3 seasons firn/ice, 1-3 seasons firn/superimposed ice, 2.5-4.5 m firn, >4.5 firn

Źródło: Błaszczyk i in., 2013, zmieniony *Source: Błaszczyk i in., 2013, changed*

Pozyskanie teledetekcyjnych danych o lodowcach obejmuje także generowanie numerycznego modelu terenu z satelitarnych systemów stereoskopowych takich jak ASTER czy SPOT. Modele terenu z różnych okresów umożliwiają obserwacje obniżania powierzchni lodowców i wyznaczenie geodezyjnego bilansu masy. Służą także do wyznaczenia trójwymiarowych parametrów morfologicznych takich jak zasięg wysokościowy lodowca, wystawa i nachylenie oraz są pomocne w wizualizacjach trójwymiarowych czy determinacji basenów glacjalnych.

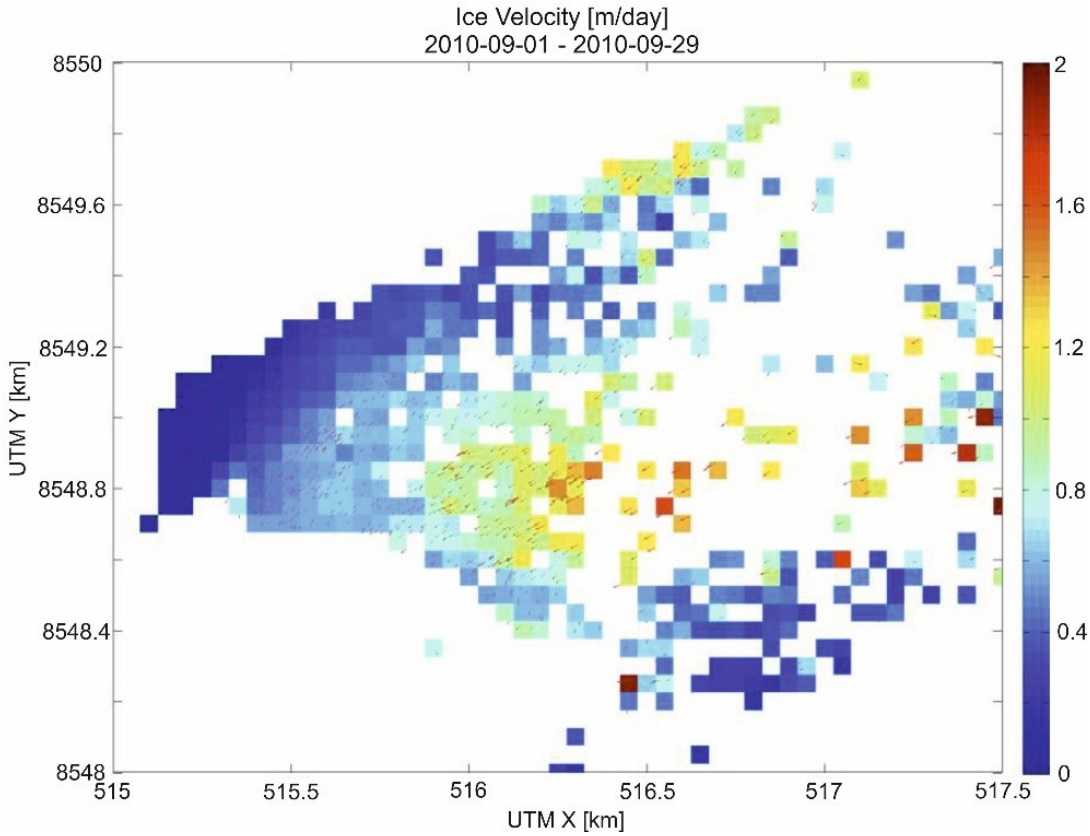
Monitoring czoła lodowca uchodzącego do morza

Poznanie czynników wpływających na proces cielenia – obłamywania się gór lodowych do morza wymaga uzyskania długich serii obserwacyjnych o wysokiej rozdzielczości czasowej. Podstawowymi narzędziami pomiarowymi stosowanymi dla monitoringu strefy czołowej Lodowca Hansa na południowym Spitsbergenie są kamery cyfrowe Canon EOS 1000D w specjalnych obudowach terenowych z automatycznym sterownikiem wyzwalającym spust migawki. Zdjęcia wykonywane są co 3 godziny. W trakcie badań uzyskano wiele tysięcy zdjęć, które opracowywane są jakościowo – wizualnie pod względem detekcji epizodów cielenia, występowania wypływów wód subglacjalnych oraz obecności lub braku pokrywy lodu morskiego.

Próba analizy ilościowej zebranego materiału możliwa była dzięki współpracy z prof. T. Pfefferem oraz E.Z. Welty z Uniwersytetu w Kolorado (Boulder, USA). E. Z. Welty dostosował metodę opracowaną dla lodowca Columbia (Alaska) do automatycznej analizy dużej ilości zdjęć z Lodowca Hansa. Pozwoliło to na opracowanie map rozkładu prędkości powierzchni lodowca dla wybranych okresów (rys. 4).

Krótkookresowe oraz sezonowe zmiany położenia klifu lodowca monitorowane są za pomocą dalmierza laserowego RIEGL FG21-LR oraz radaru panoramicznego Garmin GMR 18 HD, które dostarczyły unikatowych danych na temat dynamiki czoła Lodowca Hansa w czasie nocy polarnej. Instrumenty te działy w trybie ciągłym oraz dobowym z okresowymi przerwami spowodowanymi problemami z zasilaniem lub uszkodzeniami

instalacji przez niedźwiedzie polarne. Radar panoramiczny Garmin GRM 18 HD jest radarem stosowanym na jachtach, a jego nowatorskie zastosowanie w glacjologii pozwoliło na stały monitoring zasięgu czoła lodowca przez cały rok kalendarzowy. Dalmierz laserowy FG21-LR jest półprzewodnikowym laserem pulsacyjnym o długości fali 0,9 μm. Jego odległość od lodowca waha się od 500 do 800 m w zależności od pozycji lodowca (rys. 5). Średnica jego wiązki która pada na lodowiec wzrasta o 0,2 m na każde 100 m odległości. Analiza zebranych danych pozwala na dokładne określenie początku i końca okresu cielenia się lodowca, obserwację zimowego awansu oraz rejestrację pojedynczych epizodów cielenia (rys. 5.).



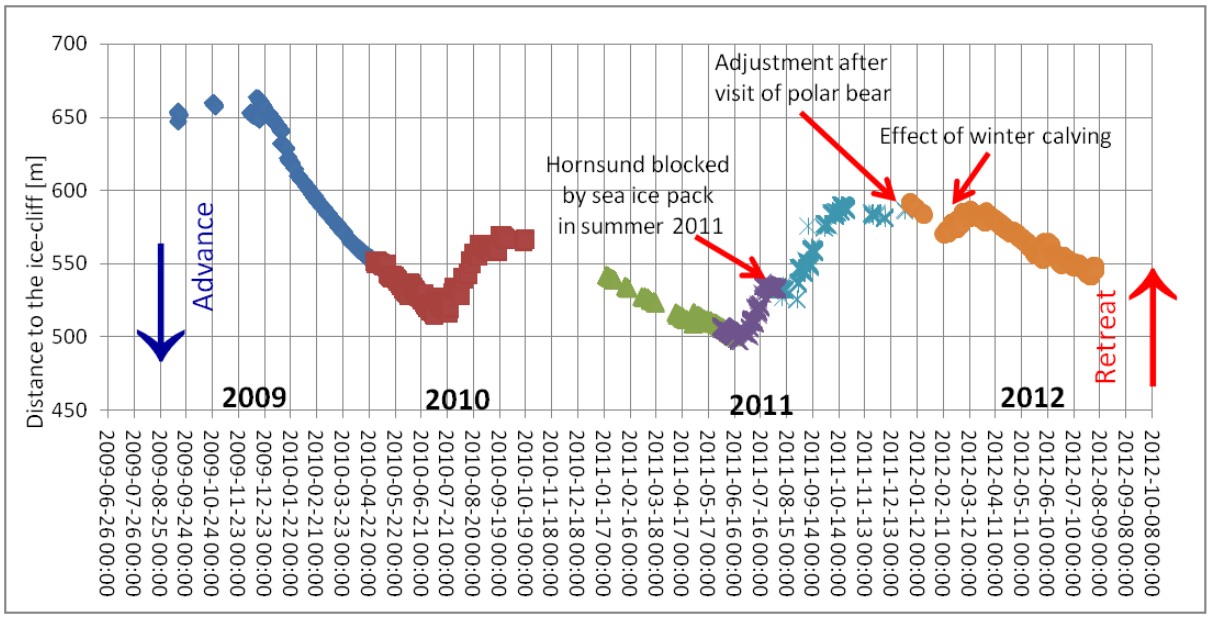
Rys. 4. Pole prędkości powierzchniowej czołowej części Lodowca Hansa w okresie 1-29 września 2010

Fig. 4. Surface velocity of Hans Glacier front in period 1-29 of September 2010

Kolorowe pola siatki 100x100 m (grid) wielkość prędkości ruchu w $m \cdot 24h^{-1}$ – skala barwna po prawej stronie.

Colorful fields 100x100 m grid indicate velocity of the glacier in m/day.

Opracowanie (developed by): Welty E.Z., University Colorado, Boulder, USA



Rys. 5. Zmiany odległości od stacji pomiarowej do klifu Lodowca Hansa w okresie 2009-2012

Fig. 5. Changes in the distance between measurement station and Hans Glacier's cliff in period 2009-2012

Autorzy (authors): Ignatiuk D., Jania J.

Szczegółowe dane dotyczące tempa, okresu recesji oraz zimowego awansu lodowca wraz z danymi z precyzyjnych pomiarów geodezyjnych pozwalają na wyliczenie utraty masy lodowca w procesie cielenia, które to zagadnienie od lat stwarza glacjologom największy problem i obarczone jest dużym błędem w kalkulacjach wynikającym z braku dokładnych danych pomiarowych.

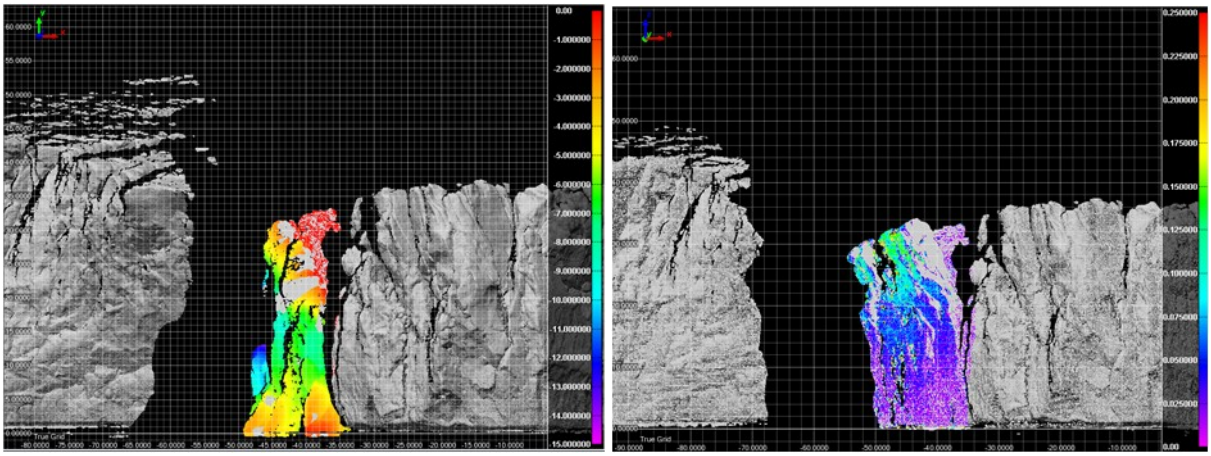
Skaner laserowy i globalny system pozycjonowania

Najbardziej rozpowszechnioną obecnie metodą używaną do określania punktowych czy liniowych zmian topografii oraz prędkości lodowców jest użycie globalnych systemów pozycjonowania (King, 2004). Dzięki zastosowaniu pomiarów w trybie różnicowym możliwe jest określenie pozycji np. tyczki ablacyjnej na lodowcu z dokładnością około centymetra. Powtarzając taki pomiar w określonych odstępach czasu uzyskuje się informację o przemieszczeniu tyczki, które przelicza się na powierzchniową prędkość ruchu lodowca. W taki sposób od końca lat 90-tych monitorowana

jest prędkość Lodowca Hansa na Spitsbergenie (Walo i in., 2007). Dzięki częstemu automatycznemu powtarzaniu pomiaru możliwa jest m.in. obserwacja krótkookresowych zmian prędkości płynięcia lodowca na skutek zwiększonego poślizgu po podłożu. Rejestrowane są nagłe przyspieszenia lodowca, spowodowane zwiększonym dopływem wód roztopowych lub opadowych do spągu lodowca.

Obecnie coraz szersze zastosowanie do powierzchniowych pomiarów geodezyjnych znajduje technika naziemnego skanowania laserowego. Niestety nadal nie jest tak powszechnie stosowana w badaniach glacjologicznych, jak np. w dziedzinie geomorfologii czy w komercyjnych zastosowaniach w przemyśle, np. wydobywczym. Powodów jest kilka – nadal stosunkowo niski zasięg większości instrumentów dostępnych na rynku (rzędu kilkuset metrów – kilometra, podczas gdy lodowce zazwyczaj mają znacznie większe rozmiary), niewiele też producentów stosuje długości fali wiązki lasera odpowiednie do badań lodu, tj. o długości fali krótszej niż 1100 nm. Dłuższa fala jest pochłaniana przez powierzchnię lodu przez co odbita wiązka ma zbyt małą energię by została zarejestrowana przez urządzenie. Współczesne badania z wykorzystaniem skanowania laserowego skupiają się przede wszystkim na zagrożeniu lawinowym (np. Prokop, 2008), zmianach morfologii powierzchni lodu (Kociuba i in., 2014) oraz pomiarach prędkości lodowców uchodzących do morza. Od kilku lat Instytut Geofizyki PAN i Uniwersytet Śląski prowadzi wspólne badania nad cieleniem Lodowca Hans przy użyciu techniki naziemnego skanowania laserowego. Badania te obejmują m.in. prędkość ruchu czoła lodowca, intensywność cielenia, deformacje strefy czołowej lodowca na skutek oddziaływania pływów morskich. Jednym z zastosowań skanowania laserowego jest także pomiar objętości poszczególnych cieleń poprzez porównanie numerycznych modeli terenu z momentu przed i po ocielenia lodowca (rys. 6).

Jak dotąd jest to jedna z niewielu metod pozwalająca na tak dokładne wyznaczenie zmian powierzchni obiektów, które są wyjątkowo trudno dostępne. Inne metody, takie jak klasyczna fotogrametria (Jania, 1988; Kolondra, 2002), czy też fotogrametria cyfrowa w tym intensywnie rozwijana metoda Structure-from-Motion (np. Ryan i in., 2015) nie osiągają jednak tak wysokich dokładności pomiaru.



Rys. 6. Cielenie lodowca Hans w dniu 31 lipca 2012 – z lewej: wychylenie klifu tuż przed ocieleniem, z prawej: różnica odległości do klifu przed i po ocieleniu zmierzona skanerem laserowym

Fig. 6. Calving event of Hans glacier on 31 July 2012 – left: inclination of the cliff right before the calving event, right: distance change before and after the calving events as measured with a Terrestrial Laser Scanner

Zagadnienia hydroglacjologiczne

Reżim rzek lodowcowych odwadniających lodowce politermalne zależny jest przede wszystkim od topniejących warstw śnieżnych i lodowych oraz w dalszej kolejności od ekstremalnych wezbrań deszczowych. Monitoring cieków formujących się z wypływów subglacjalnych oraz potoków supraglacjalnych - wód opuszczających lodowiec jest zadaniem skomplikowanym. W badanym hydrologicznie od lat 70., zlodowaconym basenie Lodowca Werenskiolda na południowym Spitsbergenie, wszystkie cieki proglacjalne łączą się w jedną rzekę lodowcową – Breelvę. Naturalnym zamknięciem zlewni jest jej przełom przez wał moreny czołowej. Miejsce to służy pomiarom stanów wody oraz przepływów rzecznych. Codzienne obserwacje odpływu, pozwalają na scharakteryzowanie jego zmienności w zależności przede wszystkim od czynników meteorologicznych, ale także od stopnia rozwoju systemu drenażu lodowcowego.

Do rejestracji poziomu wody, przewodnictwa elektrycznego właściwego i temperatury w rzece lodowcowej (rys. 7) używane są automatyczne czujniki typu CTD-DIVER (DI 261) albo Mini-Diver (Schlumberger) z barometryczną kompensacją na podstawie danych z BaroDiver logger (Schlumberger).

Weryfikacja poprawności rejestru urządzenia została przeprowadzona dla wybranych sezonów badawczych przy użyciu łaty wodowskazowej (Majchrowska, 2008, Majchrowska, 2015). Przepływy rzeki mierzone są za pomocą młynka hydrometrycznego (Seba F1) według metodyki Herschy'ego (1999). Na podstawie danych dotyczących średniej prędkości przepływów w mierzonym przekroju koryta rzecznego oraz odpowiadających im poziomów rzeki wyznacza się krzywą konsumcyjną dla poszczególnych sezonów badawczych mając na względzie dużą reorganizację podłoża na wskutek transportu wleczonego oraz błąd wynikający z turbulentnego nurtu rzeki.

Ze względu na przerwy techniczne w rejestracji za pomocą czujników i loggera, szczególnie przy niskich stanach rzeki konieczne jest estymowanie danych np. w oparciu o deterministyczny, przyczynowo-skutkowy model. Jedną z prób jest zastosowanie modelu opracowanego przez Vinogradov i in. (2010) - Deterministic Modelling Hydrological System (DMHS) mającego zastosowanie w wielu typach reżimów, w różnych szerokościach geograficznych. Ma on prostą strukturę bazującą na elementach obiegu wody w zlewniach z możliwością zastosowania danych z obserwacji. Dla lat 2007 do 2012 średni procentowy błąd dopasowania opisanego modelu do danych obserwowanych wyniósł 6.1-31.7% [MPE] przy danych rzeczywistych dla 22.6-83.1% całego hydrologicznie aktywnego okresu, co potwierdza słuszność deterministycznego podejścia do modelowania hydrologicznego w warunkach polarnych (Majchrowska 2015, w druku).

Bezpośrednie obserwacje w strefie proglacjalnej lodowca zakończonego na lądzie oraz możliwość oszacowania ilości wód opuszczających zlewnie pozwalają na śledzenie zmienności oraz trendu w tempie topnienia lodowca. Ponadto, powyższe wyniki stanowią podłoże do lepszego zrozumienia dynamiki sąsiadujących lodowców uchodzących do morza np. dla Lodowca Hansa.



Rys. 7. Stanowisko pomiarowe zlokalizowane w zamknięciu zlewni Lodowca Werenskiolda

Fig. 7. The location of the gauging station of Werenskiöldbreen catchment

fot. Majchrowska E. *photo: Majchrowska E.*

Modelowanie numeryczne procesów glacjalnych

Dzięki wielu nowoczesnym metodom pomiarowym, które zostały powyżej opisane (m.in. obrazy satelitarne, dane GPR, GPS) i wynikom otrzymanym na ich podstawie, możliwe jest zebranie odpowiedniej ilości szczegółowych danych dla opracowania modeli cyfrowych procesów lodowcowych. Jednym z przykładów jest możliwość opracowania numerycznych modeli drenażu subglacjalnego (zarówno dwu-, jak i trójwymiarowych). Podstawowe materiały wejściowe niezbędne do wykonania symulacji można podzielić na: geologiczne (budowa geologiczna podłoża, na którym zalega lodowiec/lądolód, NMT podłoża), hydrogeologiczne (współczynniki filtracji i porowatości efektywnej poszczególnych warstw podłoża), glacjologiczne (struktura termiczna lodowca, miąższość lodu, zaleganie wieloletniej zmarzliny), meteorologiczne

(zasilanie). Zastosowanie hydrogeologicznego oprogramowania MODFLOW, Processing Modflow PMWIN czy FEFLOW pozwala na oszacowanie geometrii dróg przepływu wód w podłożu pod lodowcem lub lądolodem, pochodzących z topniejącego lodu, oraz ich ilość i prędkość (Piotrowski i in., 2009; Piechota i in., 2012).

Niezależnie od czasu i obszaru, dla którego wykonywane są symulacje numeryczne dotyczące przepływu wód pod lodem, oraz wykorzystanego do tego oprogramowania, należy wykonać szereg następujących po sobie etapów by proces modelowania przebiegł właściwie, a otrzymane dane były wiarygodne.

Na całościowy wynik modelowania składa się zatem:

1 - opracowanie modelu koncepcyjnego;

2 - wybór optymalnej metody komputerowej umożliwiającej rozwiązanie problemu – dobór oprogramowania;

3 - zdefiniowanie geometrycznego zasięgu modelu (rozmiar siatki dyskretyzacyjnej, liczba warstw, zasięg przestrzenny modelu);

4 - wyznaczenie zakresu warunków brzegowych (zdefiniowanie rodzaju poszczególnych komórek modelu);

5 - wprowadzenie odpowiednich parametrów hydrogeologicznych;

6 - wybór metod matematycznych do rozwiązania modelu, kryteria powtórzeń, itp.;

7 - kalibracja i analizy czułości – wykonanie szeregu symulacji, których celem jest ustalenie struktury modelu. Jest to najbardziej pracochłonny etap, wymagający określenia optymalnego rozkładu wartości jego parametrów oraz warunków brzegowych;

8 - walidacja modelu.

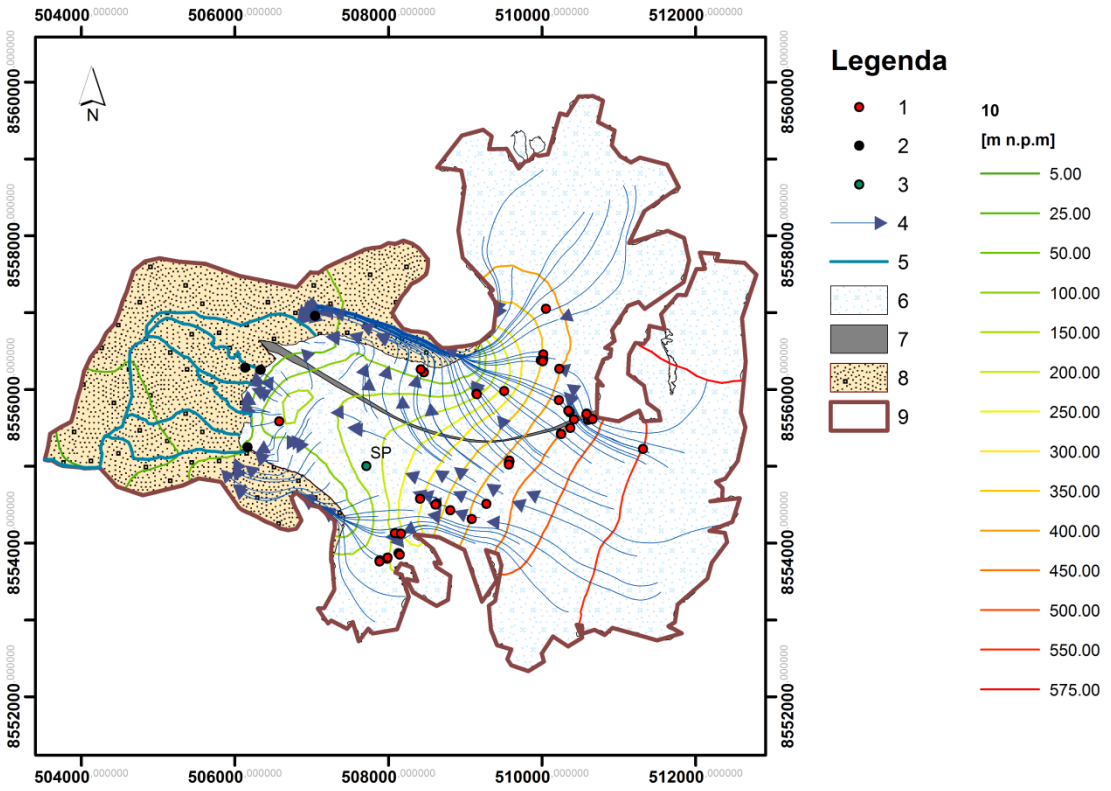
Według A. Kowalczyka (2003) weryfikacja modeli w praktyce, szczególnie dużych, regionalnych systemów wodonośnych nie zawsze jest możliwa do wykonania, ponieważ na ogół brak jest danych historycznych. W takim przypadku istotnym kryterium oceny zgodności stworzonego modelu z rozpoznaniem empirycznym badanego systemu jest spełnienie warunku bilansowego z oczekiwaną dokładnością. Istotna jest także ocena stopnia zgodności wartości poszczególnych składników bilansu z wartościami oczekiwanymi, określonymi innymi metodami badań.

Przykładem modelowania z brakiem możliwości bezpośredniej walidacji danych są symulacje dotyczące drenażu subglacjalnego dla lądolodu skandynawskiego z obszaru Polski NW (Piechota, Piotrowski, 2010). Sprawdzenie poprawności wykonanych modeli możliwe jest wówczas pośrednio, m.in. na podstawie dzisiejszej rzeźby terenu powstałej na skutek działalności procesów subglacjalnych, np. ze szczególnym uwzględnieniem występowania rynien subglacjalnych. Znaczącą rolę odgrywają wówczas testy czułości pomocne w odnalezieniu najbardziej optymalnych warunków paleoglacjologicznych.

Modelowanie dla zlewni współcześnie zlodowaconej - Lodowca Werenskiolda (SW Spitsbergen) zweryfikowane zostało pomiarami wykonanymi in situ. Przyjęte na etapie tworzenia modelu koncepcyjnego wartości zasilania i współczynnika filtracji podlegały modyfikacji podczas kalibracji modelu. Przyczyną tych zmian były otrzymywane niewiarygodnie wysokie ciśnienia piezometryczne. Wartości wysokości hydraulicznej zostały wymodelowane i skalibrowane z danymi ze stacji automatycznej mierzącej ciśnienie pod lodowcem na głębokości 213 m (zlokalizowanej w części południowej, ablacyjnej strefy Lodowca Werenskiold (Piechota i in., 2012). W procesie walidacji otrzymano również zgodność lokalizacji miejsc, w których następuje wypływ subglacjalny na przedpolu lodowca (rys. 8).

Podsumowanie

Przedstawione powyżej metody pomiarowe oraz analityczne odnoszą się do szerokiego spektrum zagadnień, które podejmuje współczesna glacjologia. Wiele z nich możliwe jest do rozwiązania tylko dzięki zastosowaniu najnowocześniejszych zdobyczy współczesnej techniki. Niektóre narzędzia zostały transponowane z innych dziedzin nauki bądź przemysłu na grunt badań glacjologicznych inne zaś powstały wprost z myślą o badaniach kriosfery. Należy jednak pamiętać, że narzędzie samo w sobie nie jest zagadnieniem badawczym. Istotą jest zdefiniowanie i rozwiązanie problemu naukowego, z zastosowaniem optymalnie dobranych, efektywnych i precyzyjnych metod i technik badawczych.



Rys. 8. Modelowanie obszaru współcześnie zlodowaconego. Rozkład przestrzenny drenażu subglacjalnego pod Lodowcem Werenskiolda wraz z oznaczonymi wypływami subglacjalnymi oraz głównymi studniami lodowcowymi na tle rozkładu hydroizohips (uśrednione dane dla sezonu letniego 2010 roku) – dane z modelu numerycznego stworzonego w programie FEFLOW v.6.0.

Fig. 8. Modeling of contemporary glaciated area. Spatial distribution of the subglacial drainage beneath Werenskioldbreen with marked subglacial discharge areas, main moulins, and hydraulic head distribution data (average for summer season 2010) from the FEFLOW v.6.0 model)

1 - Lokalizacja studni lodowcowych (2011); 2 - lokalizacja wypływów subglacjalnych (2010); 3 - lokalizacja automatycznej stacji meteorologicznej. Punkt pomiaru ciśnienia na głębokości 213m; 4 - główne kierunki przepływu wód subglacjalnych pod lodowcem; 5 - rzeki na przedpolu; 6 - Lodowiec Werenskiolda; 7 - morena środkowa; 8 - przedpole lodowca; 9 - granica modelu; 10 - ciśnienie hydrostatyczne

1 - location of moulins (2011); 2 - location of subglacial discharge areas (2011); 3 – localization of Automatic Weather Station (AWS). Pressure measuring point at the depth 213 m. 4 - major subglacial groundwater flow directions; 5 - rivers; 6 - Werenskioldbreen; 7 - medial moraine; 8 - forefield of Werenskioldbreen; 9 - model boundary; 10 - hydraulic head

Źródło: Piechota i in., 2012, zmieniony *Source: Piechota et al., 2012, changed*

Podziękowania / Acknowledgements

Autorzy pragną szczególnie podziękować prof. dr hab. Jackowi Jani z Uniwersytetu Śląskiego oraz dr hab. Piotrowi Głowackiemu z Instytutu Geofizyki PAN za stworzenie i prowadzenie przez ostatnie dziesięciolecia zespołu, zajmującego się badaniami glacjologicznymi w Arktyce i Antarktyce.

Praca powstała dzięki wsparciu ze środków projakościowych Krajowego Naukowego Ośrodka Wiodącego (KNOW) otrzymanych przez Centrum Studiów Polarnych na lata 2014 - 2018, projektu "Arctic climate system study of ocean, sea ice and glaciers interactions in Svalbard area" - AWAKE2 (Pol-Nor/198675/17/2013) finansowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju w ramach Programu Polsko-Norweskiej Współpracy Badawczej oraz środków statutowych Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk.

Bibliografia

Bamber J.L., Griggs J.A., Hurkmans R.T.W.L., Dowdeswell J.A., Gogineni S.P., Howat I., Mouginot J., Paden J., Palmer S., Rignot E., Steinhage D., 2013, *A new bed elevation dataset for Greenland*, The Cryosphere 7, p. 499-510.

Błaszczyk M., 2012, *Porównanie możliwości identyfikacji stref lodowców na podstawie obrazów radarowych ERS SAR oraz ALOS PALSAR*, Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji, 24, s. 21-30.

Błaszczyk M., Jania J.A., 2012, *Estimation of calving from Svalbard tidewater glaciers based upon satellite remote sensing,* Tidewater Glaciers Workshop 2012, High Arctic Issues, 26-31 sierpień 2012, Svalbard, Norway.

Fretwell P. i 59 innych, 2013, *Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica*, The Cryosphere, 7, p. 375-393.

Herschy R.W., 1999, *Hydrometry*, *Principles and Practices*. Second edition, Wiley, 384 p.

Jania J., 1988. *Dynamiczne procesy glacjalne na południowym Spitsbergenie*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, nr 995, Katowice, 258 s.

Kolondra L., 2002, *Problemy fotogrametrycznego pozyskiwania danych w badaniach glacjologicznych (studium metodyczne na przykładzie Spitsbergenu)*. Rozprawa doktorska, Biblioteka WNoZ Uniwersytetu Śląskiego, 166 s. + 3 mapy.

Kowalczyk A., 2003, *Formowanie się zasobów wód podziemnych w utworach węglanowych triasu śląsko-krakowskiego w warunkach antropopresji*, Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, 196 s.

Majchrowska E., 2008, *Transport zawiesiny z politermalnego Lodowca Werenskiolda (Spitsbergen) w okresie ablacji*. Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, praca magisterska.

Majchrowska E., 2015, *Seasonal and interannual variability in discharge from the glacierized basin of Werenskiöldbreen catchment, Spitsbergen* [Polish Polar Research, w druku].

Martín-Español A., Navarro F.J., Otero J., Lapazaram J.J., Błaszczyk M., 2015, *Estimate of the total volume of Svalbard glaciers, and their potential contribution to sea-level rise, using new regionally based scaling relationships*, Journal of Glaciology 61(225), p. 29-41.

Paul F., Kääb A., Misch M., Kellenberger T., Haeberli W., 2002, *The new remote sensing derived Swiss glacier inventory: I. Methods,* Annals of Glaciology, 34, p. 355-361.

Perski Z., Jania J., Stober M., 2003, *SAR-interferometric and GPS-surveyed flow velocities of two tidewater glaciers in NW Spitsbergen: methods and results. (abstract)* [w:] *Workshop on Arctic Glaciology and the MAGICS Annual Meeting, Abstracts*, International Arctic Science Committee, Working Group on Arctic Glaciology, Zakopane, 22-26 February 2003.

Piechota A.M., Piotrowski J.A. 2010, *Drenaż subglacjalny lądolodu skandynawskiego (Polska NW) w świetle modelowania numerycznego*, Landform Analysis vol. 13, p. 91-106.

Piechota A.M., Sitek S., Ignatiuk D., Piotrowski J.A., 2012, *Rekonstrukcja drenażu subglacjalnego lodowca Werenskiold (SW Spitsbergen) na podstawie modelowania numerycznego,* Biuletyn PIG. Hydrogeologia, 13 (451), s. 191-202.

Piotrowski J.A, Hermanowski P., Piechota A.M., 2009, *Meltwater discharge through the subglacial bed and its land–forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation*, Earth Surface Processes and Landforms, 34, p. 481-492.

Vinogradov Y.B., Semenova O.M. and Vinogradova T.A., 2010, *An approach to the scaling problem in hydrological modelling. the deterministic modelling hydrological system,* Hydrological Processes, 25, p. 1055-1073.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

KRAJEWSKI ADAM, BANASIK KAZIMIERZ

Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Katedra Inżynierii Wodnej

OCENA REDUKCJI ILOŚCI RUMOWISKA UNOSZONEGO W WEZBRANIU PRZECHODZĄCYM PRZEZ MAŁY ZBIORNIK WODNY

ESTIMATING SUSPENDED SEDIMENT REMOVAL IN SMALL DETENTION POND

Streszczenie. Zbiorniki wodne o niewielkiej pojemności, lokalizowane na ciekach w terenach zurbanizowanych, mają zwykle na celu redukcję przepływów wezbraniowych i / lub poprawę jakości wód odpływowych. Rumowisko unoszone, uważane powszechnie za główne zanieczyszczenie wód burzowych, jest także – z uwagi na adsorbcję różnych związków, nośnikiem innych zanieczyszczeń. W pracy przedstawiono prosty model transformacji ładunku unosin (rumowiska unoszonego), który potencjalnie może służyć do oceny zdolności zbiornika do zatrzymywania rumowiska. Model zastosowano do zbiornika Staw Wyścigi, zlokalizowanego w zlewni Potoku Służewieckiego (A = 28,7 km^2) w Warszawie. Dla zarejestrowanego zdarzenia opad – odpływ, porównano obserwowane i modelowane koncentracje rumowiska unoszonego poniżej Stawu Wyścigi. Wyniki wskazują na dobrą zgodność pomiędzy wartościami obliczonymi i zmierzonymi.

Abstract. Detention ponds are commonly used in urban areas to reduce peak runoff flows and improve water quality. Suspended sediment is considered as the main cause of urban stormwater pollution. It is particularly harmful for environment, because soil particles tend to adsorb other contaminants e.g. heavy metals, nutrients and radionuclides. In this study a simple model of water and sediment routing in detention pond was tested. It was applied to Wyścigi Pond, in small urban catchment, which is located in south-west part of Warsaw. Estimated sediment trap efficiency equals 68%. Observed and calculated effluent concentrations were compared, with good results.

słowa kluczowe: rumowisko unoszone, zbiornik detencyjny, zlewnia Potoku Służewieckiego
key words: suspended sediment, detention pond, Służew Creek catchment

Wprowadzenie

Rumowisko unoszone (drobny materiał, pochodzenia organicznego lub mineralnego, transportowany w masie wody bez kontaktu z dnem) jest powszechnie uznawane za zanieczyszczenie wód płynących. Nadmierne ilości rumowiska w rzekach powodują: zamulanie dolin, budowli hydrotechnicznych i zbiorników, pogorszenie jakości wody oraz wzrost kosztów jej uzdatniania. Wraz z rumowiskiem, jako sorbaty transportowane są inne zanieczyszczenia, głównie związki fosforu (Hejduk, 2011; Rodríguez-Blanco, 2012), metale ciężkie (Rivaro i in., 2011) oraz niektóre nuklidy promieniotwórcze (Walling, 2006; Porto i in., 2014). Intensywność dostaw materii do koryta zależy także od sposobu użytkowania terenu i presji wywieranej przez człowieka na środowisko (Banasik, 1994; Banasik,Walling, 1996). Ładunek rumowiska pochodzący z terenów urbanizowanych może istotnie przewyższać ładunek pochodzący z obszarów rolniczych (Ciupa, 2009; Franz i in., 2014).

Zbiorniki wodne o niewielkiej pojemności, lokalizowane na ciekach w terenach zurbanizowanych, mają zwykle na celu redukcję przepływów wezbraniowych i / lub poprawę jakości wód odpływowych (EPA 2014). W literaturze angielskojęzycznej w celu podkreślenia funkcji, jaką pełnią nazywane są stawami detencyjnymi (ang. – *sediment detention ponds*, *dual purpose detention ponds*; Haan i in., 1994; Luk, 1999). Barrett (2008) wymienia małe zbiorniki jako konstrukcje szczególnie efektywne pod względem usuwania rumowiska unoszonego i sorbowanych metali ciężkich.

Narzędziami, które można wykorzystać w celu oceny wpływu zbiorników na poprawę jakości wody, są m.in. modele koncepcyjne (Haan i in., 1994). I tak, Wilson i Barfield (1984, 1985) zaproponowali model w którym zbiornik dzielony jest na komory o identycznej objętości, z których każda funkcjonuje jak reaktor z całkowitym wymieszaniem (CSTR – *continuously stirred tank reactor*). Verstraeten i Poesen (2001) zmodyfikowali założenie Wilsona i Barfielda przyjmując, podział zbiornika na komory o identycznej powierzchni, a nie objętości. Badania Zawilskiego i Sakson (2008) wykazują, iż dla zbiornika o niewielkiej pojemności wystarczające jest przyjęcie, że zbiornik jest jednokomorowy. Założenie, że zbiornik funkcjonuje

jak pojedynczy reaktor z całkowitym wymieszaniem, zostało także wykorzystane w badaniach S. Wallisa i in. (2006).

Celem pracy jest: (i) przedstawienie modelu transformacji wezbrania przez zbiornik, traktowany jako pojedynczy reaktor z całkowitym wymieszaniem oraz (ii) ocena redukcji ilości rumowiska unoszonego w wezbraniu przechodzącym przez mały akwen „Staw Wyścigi" na Potoku Służewieckim w Warszawie.

Model transformacji wezbrania przez zbiornik detencyjny

Transformacja przepływu

Fala wezbraniowa przy przejściu przez zbiornik bądź przez jezioro ulega deformacji polegającej na spłaszczeniu, a więc obniżeniu i opóźnieniu przepływu kulminacyjnego, a także wydłużeniu czasu trwania wezbrania. Wyznaczenie deformacji wezbrania opiera się na matematycznym rozwiązaniu związku między dopływem, odpływem oraz magazynowaniem wody w zbiorniku w funkcji czasu. Wszystkie te elementy w czasie przejścia fali wezbraniowej ulegają zmianom, dlatego ich wzajemny związek rozpatrywany jest dla bardzo krótkich przedziałów czasowych (dt). Przy założeniu, że w bilansie wodnym fali wezbraniowej straty na parowanie i filtrację na rozpatrywanym odcinku cieku i zbiornika są zaniedbywalnie małe, wówczas w dowolnym punkcie czasowym t, różnica między dopływem, $Q_{d(t)}$, do zbiornika i odpływem, $Q_{(t)}$, ze zbiornika jest równa zmianie retencji, dR / dt, co zapisać można równaniem ciągłości przepływu:

$$\frac{dR}{dt} = Q_{d(t)} - Q_{(t)} \qquad (1)$$

gdzie:

dR/dt – zmiana retencji [$m^3 \cdot s^{-1}$],

$Q_{d(t)}$ – dopływ do zbiornika [$m^3 \cdot s^{-1}$],

$Q_{(t)}$ – odpływ ze zbiornika [$m^3 \cdot s^{-1}$].

Równanie (1) przedstawia zależność między przepływem a retencją zbiornika (ilością wody zgromadzonej powyżej normalnego poziomu piętrzenia). Jego rozwiązanie jest możliwe, ponieważ związki pomiędzy retencją i przepływem dla urządzeń przelewowych są funkcjami niezależnymi od dopływu.

Transformacja ładunku rumowiska unoszonego

Równanie ciągłości ładunku unosin wezbrania przechodzącego przez zbiornik zapisać można w postaci:

$$\frac{d(VC^{II})}{dt} = Q_{d(t)}C^{I}_{(t)} - Q_{(t)}C^{II}_{(t)} - KV_{(t)}C^{II}_{(t)} \qquad (2)$$

gdzie:

d(VC^{II}) / dt – zmiana ilości rumowiska w zbiorniku [mg·s^{-1}],

$V_{(t)}$ – ilość wody w zbiorniku [m^3]; $V_{(t)} = R_{(t)} + V_{NPP}$, V_{NPP} – pojemność zbiornika przy NPP,

$C^{II}_{(t)}$ – koncentracja rumowiska w zbiorniku/ w odpływie [mg·dm^{-3}],

$C^{I}_{(t)}$ – koncentracja rumowiska w dopływie [mg·dm^{-3}],

K – stała procesu sedymentacji [s^{-1}].

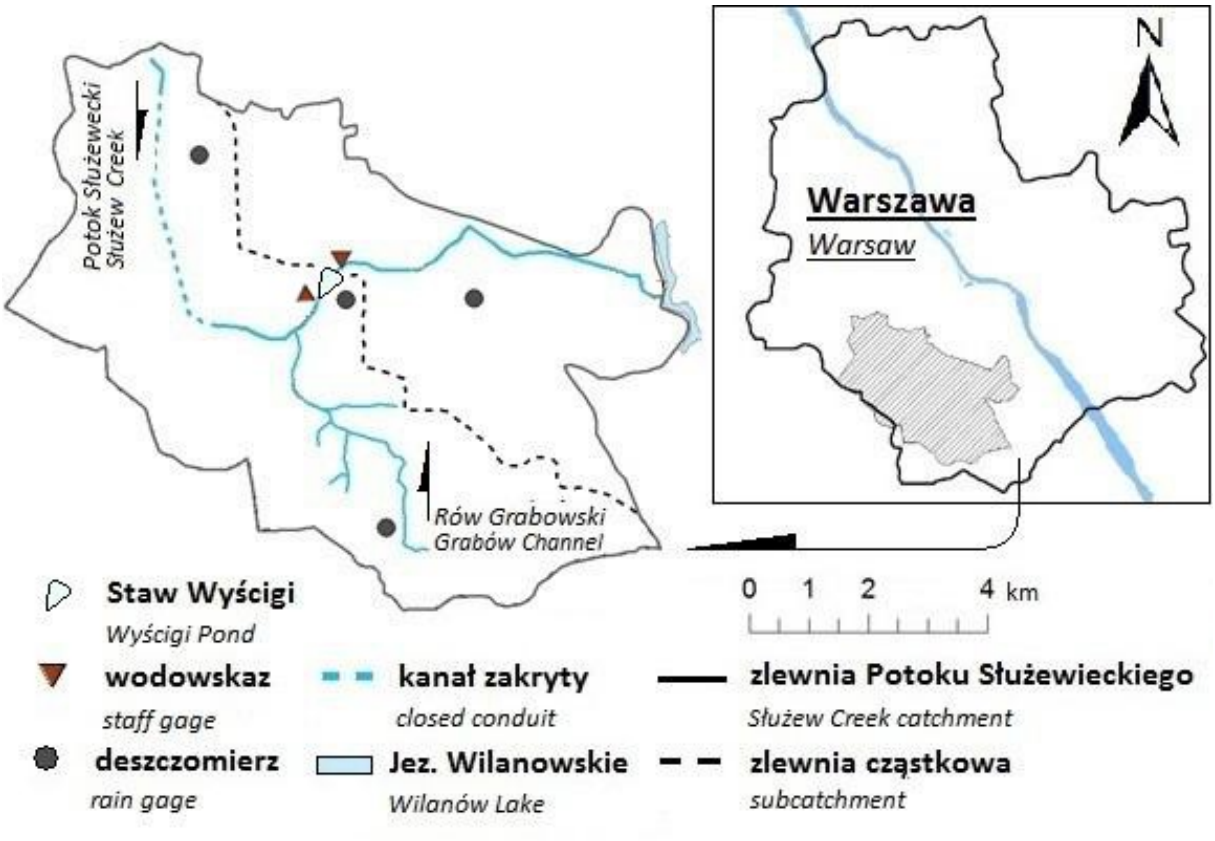
Przyjęty model zakłada, że zbiornik funkcjonuje jak pojedynczy reaktor z całkowitym wymieszaniem. Oznacza to, że dostarczane rumowisko jest natychmiast rozprowadzane po całym zbiorniku, jednocześnie zachodzi także proces depozycji cząstek. Ilość zatrzymanego rumowiska zależy proporcjonalnie od ilości rumowiska w zbiorniku. Koncentracja rumowiska w odpływie jest taka sama jak koncentracja rumowiska w zbiorniku.

Przykład zastosowania modelu

Opis zlewni i zbiornika

Położona w południowo – zachodniej części Warszawy zlewnia Potoku Służewieckiego (rys. 1.) jest monitorowana przez Katedrę Inżynierii Wodnej SGGW od ponad 25 lat. Prowadzone badania dotyczą m.in. modelowania procesu opad – odpływ i jakości odpływu (Banasik i in., 2008, 2014; Sikorska i in., 2012a). Całkowita powierzchnia zlewni wynosi 54,8 km^2, analizowany jej górny fragment po profil Wyścigi zajmuje 28,7 km^2. Obszar ten jest niejednorodny pod względem zagospodarowania terenu. Północną część

zlewni, do połączenia z Rowem Grabowskim, cechuje silna urbanizacja, zlokalizowane jest tu m.in. lotnisko. Na terenie portu lotniczego Potok Służewiecki płynie kanałem zamkniętym. W południowej części, będącej zlewnią Rowu Grabowskiego, znajdują się osiedla domów jednorodzinnych, pola, nieużytki oraz lasy.

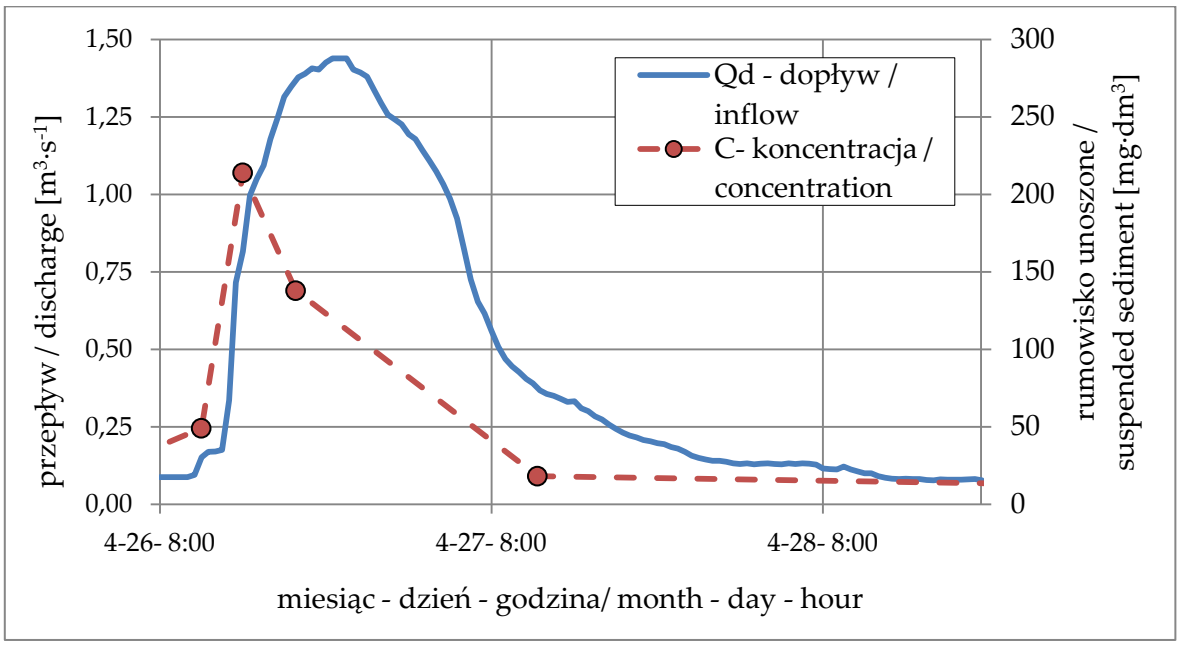


Rys. 1. Lokalizacja zlewni Potoku Służewieckiego
Fig. 1. Locality map of Służew Creek catchment

W profilu badawczym Wyścigi położony jest zbiornik przepływowy o niewielkiej pojemności (staw detencyjny) – Staw Wyścigi. W 2007 zbiornik ten poddano renowacji – odbudowano i pogłębiono czaszę, ukształtowano brzegi. Odpływ wody ze Stawu Wyścigi odbywa się obecnie przez koryto w kształcie trapezu, względnie stały poziom lutra utrzymuje przepust pod ulicą Wyścigową. Na podstawie badań prowadzonych przez Sikorską i in. (2012) oszacowano, że przy normalnym poziomie piętrzenia w 2014 r. powierzchnia zalewu wynosiła 1,35 ha, a pojemność 15,4 tys. m^3. Powyżej oraz poniżej Stawu Wyścigi usytuowane są stanowiska pomiarowe, przystosowane do obserwacji i ciągłej rejestracji stanów wody oraz poboru prób rumowiska unoszonego.

Charakterystyka analizowanego wezbrania

W przeprowadzonej analizie wykorzystano zdarzenie z dnia 26.04.2014 r., wywołane opadem o wysokości 23,5 mm i czasie trwania 16,5 h. Na podstawie zmierzonych stanów wody i krzywej natężenia przepływu określono hydrogram dopływu do Stawu Wyścigi (rys. 2.). W punkcie kulminacyjnym przepływ osiągnął 1,44 $m^3 \cdot s^{-1}$. W czasie wezbrania pobrano w sposób manualny po cztery próby mieszaniny wody i rumowiska unoszonego, w profilach pomiarowych powyżej i poniżej zbiornika dla określenia koncentracji i ładunku rumowiska. Do poboru wykorzystano litrowe pojemniki, zaopatrzone we wlot doprowadzający wodę i rumowisko oraz wylot odprowadzający powietrze, odpowiadające wymiarom i kształtom batometru PIHM-1 (Pasławski, 1973). Koncentrację unosin w próbach oznaczono metodą wagową. Najwyższą wartości stężenia rumowiska w dopływie (C^{I}_{max} = 214,0 $mg \cdot dm^{-3}$) odnotowano przed wystąpieniem przepływu kulminacyjnego. W okresie bezopadowym, poprzedzającym wezbranie koncentracja zmierzona na stanowisku górnym wynosiła 10,0 $mg \cdot dm^{-3}$.



Rys. 2. Przebieg zarejestrowanego wezbrania w Potoku Służewieckim w profilu Staw Wyścigi na stanowisku górnym dnia 26.04.2014 r.

Fig. 2. Recorded flood event, at gauging station Wyścigi – upstream of the pond, in the Służew Creek catchment on 26.04.2014

Wyniki zastosowania modelu

Obliczeń transformacji wezbrania przez zbiornik dokonano na podstawie formuł (1) oraz (2), w skończonych przedziałach czasowych Δt = 0,5 h. W celu rozwiązania równania ciągłości przepływu wykorzystano obserwowany dopływ, krzywą pojemności Stawu Wyścigi (Sikorska i in., 2012b), oraz charakterystykę hydrauliczną koryta odprowadzającego wodę ze zbiornika. Koncentrację rumowiska w odpływie wyznaczono na podstawie zaprezentowanego równania ciągłości ładunku unosin. Jako dane wejściowe do modelu posłużyły wielkości obserwowane (dopływ, koncentracje rumowiska unoszonego) oraz wielkości obliczone (odpływ, ilość wody w zbiorniku w czasie). Parametr K określono metodą optymalizacyjną, porównując obserwowane i modelowane koncentracje rumowiska. Jako miarę zgodności przyjęto wartość całkowitego błędu kwadratowego – CBK (Sarma i in., 1973; Sikorska, Banasik, 2008):

$$CBK = \frac{\left[\sum_{i=1}^{n}\left(C_{o(i)} - C_{c(i)}\right)^2\right]^{0,5}}{\sum_{i=1}^{n} C_{o(i)}} \cdot 100\% \qquad (3)$$

gdzie:

$C_{o(i)}$ – i-ta wartość obserwowanej koncentracji [mg·dm^{-3}],

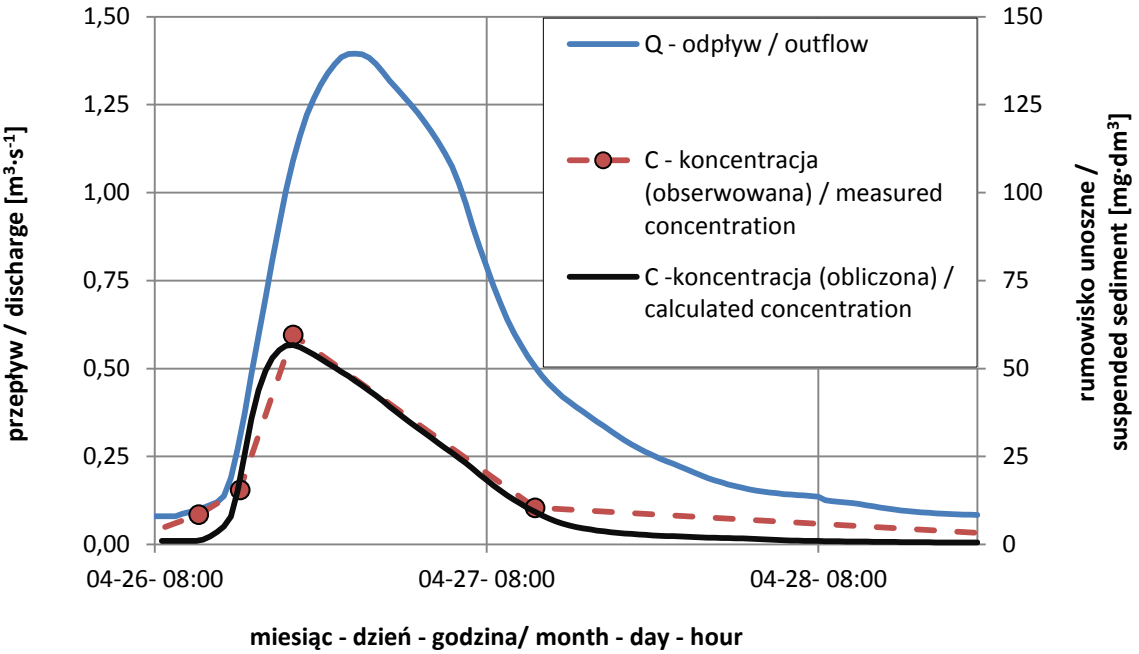
$C_{c(i)}$ – i-ta wartość obliczanej koncentracji [mg·dm^{-3}],

n – liczebność ciągu.

Najlepsze dopasowanie obliczonej koncentracji rumowiska unoszonego z pomierzoną uzyskano przy wartości parametru K = 9,10·10^{-5} s^{-1}, przy którym CBK = 2,78%, co uznawane jest (przy CBK≤ 3%) za zgodność doskonałą (Sarma i in., 1973; Zielińska, 1975; Ignar, 1993). Na rys. 3. przedstawiono wyniki pomiarów oraz wynik transformacji wezbrania przez zbiornik.

Odpływ maksymalny osiągnął 1,40 m^3·s^{-1} i był o 0,04 m^3·s^{-1} mniejszy od maksymalnego dopływu. Redukcja względna przepływu kulminacyjnego [(1,44-1,40)/1,44] wyniosła 2,78%. Szczyt fali został opóźniony o 1,5 h. Wyznaczona, niewielka zdolność zbiornika do redukcji przepływów maksymalnych, potwierdza ustalenia wcześniejszych badań (Pietrak, Banasik, 2009). Podobnie jak w przypadku stanowiska górnego, najwyższą koncentracje unosin na stanowisku dolnym (C^{II}_{max} = 59,6 mg·dm^{-3}) zaobserwowano przed kulminacją odpływu. Zbiornik opóźnił czas jej

wystąpienia o 4,5 h. Redukcja względna koncentracji maksymalnej wyniosła 72,1% [(214,0-59,6)/214,0]. Dla optymalizowanego parametru K uzyskano dobrą zgodność pomiędzy zmierzonymi i obliczonymi koncentracjami. Obliczono, że łącznie w czasie wezbrania do Stawu Wyścigi dopłynęło 9,66 Mg, a odpłynęło 3,13 Mg rumowiska unoszonego (tab. 1). Zbiornik zatrzymał 67,6% [(9,66-3,13)/9,66] dostarczanych unosin.



Rys. 3. Przebieg wezbrania w Potoku Służewieckim w profilu Staw Wyścigi na stanowisku dolnym dnia 26.04.2014 r.; zmierzone koncentracje rumowiska, obliczone przepływy i koncentracje rumowiska

Fig. 3. Flood event, at gauging station Wyścigi downstream of the pond, in the Służew Creek catchment on 26.04.2014; measured suspended sediment concentrations, calculated outflow and suspended sediment concentrations

Tab. 1. Ładunek rumowiska unoszonego powyżej oraz poniżej Stawu Wyścigi w dniu 26.04.2014 r.

Table 1. Suspended sediment load upstream and downstream of Wyścigi Pond on 26.04.2014

Rumowisko dostarczane *Discharged sediment*	Rumowisko odpływające (koncentracja obserwowana) *Effluent sediment (measured concentration)*	Rumowisko odpływające (koncentracja modelowana) *Effluent sediment (calculated concentration)*
9,66 Mg	3,13 Mg	3,06 Mg

Podsumowanie

Celem pracy była ocena redukcji ładunku rumowiska unoszonego w zbiorniku detencyjnym. W przeprowadzonej analizie wykorzystano zarejestrowane w zlewni Potoku Służewieckiego zdarzenie opad – odpływ – rumowisko unoszone oraz prosty model transformacji wezbrania. Ustalono, że w trakcie wezbrania z dnia 26.04.2014 r. w Stawie Wyścigi zostało zatrzymane ok. 68% dostarczanych unosin. Wybrany model transformacji ładunku unosin pozwolił dobrze odwzorować obserwowaną koncentrację rumowiska poniżej zbiornika. Dalsze badania powinny obejmować:

- weryfikację przedstawionego modelu dla dalszych wezbrań oraz innych zbiorników o niewielkiej pojemności,
- identyfikację czynników wpływających na wartość parametru K (m.in. zbadanie wpływu charakterystyk wezbrania, wielkości ziaren rumowiska, czasu zatrzymania wody w zbiorniku).

Literatura

Banasik K., 1994, *Model sedymentogramu wezbrania opadowego w małej zlewni rolniczej*, Rozprawy Naukowe i Monografie, t. 191, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Warszawa.

Banasik K., Hejduk L., Barszcz M., 2008, *Flood flow consequences of land use changes in a small urban catchment of Warsaw*, 11th International Conference on Urban Drainage, Edinburgh, Scotland, UK.

Banasik K., Krajewski A., Sikorska A., Hejduk L., 2014, *Curve Number estimation for a small urban catchment from recorded rainfall-runoff events*, Archives of Environmental Protection 40 (3), p. 75-86.

Banasik K., Walling D. E., 1996, *Predicting sedimentgraphs for a small agricultural catchment*, Nordic hydrology, 27 (4), p. 275-294.

Barrett M., 2008, *Comparison of BMP Performance Using the International BMP Database*, Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 134 (5), p. 556-561.

Ciupa T., 2009, *Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialnyw małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Silnicy (Kielce),* Wyd. UJK Kielce.

EPA – United States Environmental Protection Agency, 2014, Best Management Practices (BMPs). www.epa.gov, z dn. 2.07.2014.

Franz C., Makeschin F., Weiß H., Lorz C., 2014, *Sediments in urban river basins: Identification of sediment sources within the Lago Paranoá catchment, Brasilia DF, Brazil – using the fingerprint approach*. Science of the Total Environment, 466-467, p. 513-523.

Haan C., Barfield B., Hayes J., 1994, *Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments,* Academic Press, San Diego.

Hejduk L., 2011, *Relacje między wybranymi formami fosforu a rumowiskiem unoszonym w rzece Zagożdżonce*. Prz. Nauk. Inż. Kszt. Środ., 54, 311-320.

Ignar S., 1993, *Metodyka obliczania przepływów wezbraniowych w zlewniach w nieobserwowanych,* Rozprawy Naukowe i Monografie, t. 176, SGGW, Warszawa.

Luk G., 1999, *Evaluation of Dual-Purpose Detention Ponds Design Using the SWMM Model*, Canadian Water Resources Journal, 24 (4), p. 331-342.

Pasławski Z., 1973, *Metody hydrometrii rzecznej,* Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.

Pietrak M., Banasik K., 2009, *Redukcja fali wezbraniowej Potoku Służewieckiego za pomocą małych zbiorników,* Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 18, 4 (46), s. 22-34.

Porto P., Walling D.E., Alewell C., Callegari G., Mabit L., Mallimo N., Meusburger K., Zehringer M., 2014, *Use of a ^{137}Cs re-sampling technique to investigate temporal changes in soil erosion and sediment mobilisation for a small forested catchment in southern Italy,* Journal of Environmental Radioactivity, 138, p. 137-148.

Rivaro P., Çullaj A., Frache R., Lagomarsino C., Massolo S., De Mattia M., Ungaro N., 2011, *Heavy Metals Distribution in Suspended Particulate Matter and Sediment Collected from Vlora Bay (Albania): A Methodological Approach for Metal Pollution Evaluation,* Journal of Coastal Research, 58, p. 54-66.

Rodríguez-Blanco M. L., Taboada-Castro M. M., Palleiro-Suárez L., Taboada-Castro M. T., 2012, *Phosphorus and Suspended Sediment Loads in Base-Flow and Runoff Events: A Case Study of a Small Stream in NW Spain,* Communications in Soil Science & Plant Analysis, 43 (1-2), p. 219-225.

Sarma P.B.S., Delleur J.W., Rao A.R., 1973, *Comparison of rainfall-runoff models for urban areas,* Journal of Hydrology, 18, p. 329–347.

Sikorska A., Banasik K., 2008, *Wpływ stosowanej metody wyznaczania chwilowych hydrogramów jednostkowych (IUH) na dokładność oszacowania parametrów wezbrań w zlewni miejskiej,* Acta Scientiarum Polonorum, Architecture, 7(4), s. 25–39.

Sikorska A., Scheidegger A., Banasik K., Rieckermann J., 2012a, *Bayesian uncertainty assessment of flood predictions in ungauged urban basins for conceptual rainfall-runoff models.* Hydrology and Earth System Sciences, 16 (4), p. 1221-1236.

Sikorska A., Wasilewicz M., Banasik K., 2012b, *Sound management of sediment yields at the catchment scale by small detention ponds,* EGU General Assembly 2012, Vienna, Austria.

Verstraeten G., Poesen J., 2001, *Modelling the long-term sediment trap efficiency of small ponds. Hydrological Processes*, 15 (14), p. 2797–2819.

Walling D.E., 2006, *Tracing versus monitoring: new challenges and opportunities in erosion and sediment delivery research* [in:] Owens, P.N., Collins, A.J. (eds.), *Soil Erosion and Sediment Redistribution in River Catchments,* CABI, Wallingford, p. 13-27.

Wallis S.,. Morgan C., Lunn R., Heal K., 2006, *Using mathematical modelling to inform on the ability of stormwater ponds to improve the water quality of urban runoff,* Water Science & Technology 53 (10), p. 229–236.

Wilson B., Barfield B., 1984, *A sediment detention pond model using CSTRS mixing theory.* Transactions of the ASABE, 27 (5), p. 1339-1344.

Wilson B., Barfield B., 1985, *Modeling Sediment Detention Ponds Using Reactor Theory and Advection-Diffusion Concepts,* Water Resources Research, 21 (4), p. 523–532.

Zawilski M., Sakson G., 2008, *Modelling of detention-sedimentation basins for stormwater treatment using SWMM software,* 11th International Conference on Urban Drainage, Edinburgh, Scotland, UK.

Zielińska M., 1975, *Identyfikacja modeli hydrologicznych,* Materiały III Kursu PAN „Współczesne Zagadnienia Hydrologii".

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

KWIDZIŃSKA MONIKA, MARKOWSKI MACIEJ, GOLUS WŁODZIMIERZ

Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Katedra Limnologii,

WPŁYW UWARUNKOWAŃ PRZYRODNICZYCH NA OBIEG WODY I MATERII BIOGENICZNEJ W SYSTEMIE RZECZNO-JEZIORNYM ŚWIĘTEJ STRUGI

THE IMPACT OF NATURAL FACTORS ON WATER AND BIOGENIC MATTER CIRCULATION IN THE RIVER AND LAKE SYSTEM OF THE ŚWIĘTA STRUGA RIVER IN POLAND

Streszczenie. W artykule przedstawiono wpływ uwarunkowań przyrodniczych na obieg wody i materii w jednorodnej pod względem litologicznym zlewni Świętej Strugi - systemu rzeczno-jeziornego położonego w Borach Tucholskich w dorzeczu Wdy. Na podstawie pomiarów przepływu i zawartości głównych biogenów (azotu ogólnego i fosforu ogólnego) prowadzonych w 2013 i 2014 r. w zlewni eksperymentalnej, analizą objęto wpływ takich czynników środowiska jak: struktura hydrograficzna zlewni, jej cechy morfometryczne i ukształtowanie terenu, sposób zagospodarowania oraz warunki meteorologiczne. W systemach rzeczno-jeziornych zbudowanych z jezior lub oczek i łączących je cieków, gdzie odpływ następuje najczęściej na drodze przelewania się wody ze zbiornika jednego do drugiego, następuje transformacja ilościowa i jakościowa materii z biegiem rzeki, odmienna niż w systemach rzecznych. Jeziorne ogniwa tego systemu zakłócają koncepcję rzecznego kontinuum. Wyniki trwających badań mogą umożliwić prowadzenie wodochronnej gospodarki na obszarach młodoglacjalnych poprzez nietechniczne środki zatrzymywania wody w zlewni i wzmocnić pozytywny wpływ obiektów retencjonujących wodę na środowisko przyrodnicze regionu.

Abstract. We discuss the impact of natural factors on water and matter circulation in the lithologically uniform the Święta Struga catchment, a river and lake system in Bory Tucholskie, in the Wda River basin, Poland. Based on the measurements of flow and content of the principal biogens (total nitrogen and total phosphorus) performed in 2013 and 2014 in an experimental catchment, we analysed the impact of such natural factors as: hydrographic structure of the catchment, morphometric characteristics of the catchment and land morphology, land use, and meteorological conditions. In river and lake systems made up of lakes or ponds and the interconnecting streams, where discharge most commonly occurs through flow from one water body to another, qualitative and quantitative transformation of the matter down the river occurs, in contrast to river systems. The lake elements of this system interfere with the concept of the river continuum. The results of ongoing studies may

allow implementation of water protective management on postglacial areas through non-technical measures of water retention in the catchment and may reinforce the positive effect of water-retaining structures on the natural environment of the region.

Słowa kluczowe: Święta Struga, system rzeczno-jeziorny, koncepcja kontinuum rzecznego
Key words: the Święta Struga River, a river and lake system, the concept of the river continuum

Wstęp

Gospodarka wraz z jej wszystkimi gałęziami funkcjonuje i rozwija się w środowisku geograficznym rozumianym jako środowisko przyrodnicze wraz z funkcjonującym i gospodarującym w nim człowiekiem. Niezmiernie ważną rolę odgrywają tutaj zasoby wodne o jak najlepszej jakości i jak największej zasobności. Dobra kondycja zasobów wodnych może być utrzymana poprzez działania mające na celu zahamowanie eutrofizacji wód czyli wzbogacania wody w mineralne składniki odżywcze (głównie azot i fosfor), dostarczane do niej w nadmiarze w wyniku pośredniej lub bezpośredniej działalności człowieka, zarówno z punktowych jak i obszarowych źródeł zanieczyszczeń a także z opadem atmosferycznym.

Krajobraz młodoglacjalny cechuje bogactwo obiektów hydrograficznych takich jak jeziora, cieki, bagna, źródła, przy jednocześnie słabej organizacji sieci drenażu (Drwal, 1982). Takie zróżnicowanie sprawia, że tworzą się układy sieci wodnej, składające się z jezior połączonych zwykle krótkimi odcinkami rzecznymi, które mają charakter przelewów. Funkcjonują one na zasadzie przelewania się nadmiaru wody z jednego zbiornika do drugiego. Taki układ jezior i cieków jest połączony w jeden spójny system odprowadzania nadwyżek wody, tzw. system rzeczno-jeziorny (Hillbricht-Ilkowska, Wiśniewski, 1994, 1996; Hillbricht-Ilkowska, Węgleńska, 1995; Bajkiewicz-Grabowska, 2002, 2007). Nie jest to więc typowa rzeka jeziorna, czyli taka, która wypływa z jeziora lub przez nie przepływa i której ustrój wodny wyraźnie zależy od obiegu wody w jeziorze (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski, 2011).

Zlewnia takiego systemu rzeczno-jeziornego stanowi swoisty geoekosystem (Kostrzewski i in., 1995), któremu można przypisać podstawowe właściwości jakimi są energia, materia i informacja. Jest to funkcjonalnie powiązany układ krajobrazowy, w którym wraz z wodą jest

transportowana materia biogenna, i ta która trafia do niego ze zlewni, i ta która jest w nim produkowana. Głównym czynnikiem zakłócającym transport materii biogennej w systemie mogą być jego ogniwa jeziorne, gdzie w wyniku spadku energii kinetycznej wody następuje w nich akumulacja materii allochtonicznej i autochtonicznej w postaci osadów dennych (Bajkiewicz-Grabowska, 2002). Specyfika obszarów młodoglacjalnych przejawiająca się w zróżnicowanej budowie geologicznej, złożoności hydrologicznej, zmienności klimatycznej, sposobie użytkowania terenu oraz jego rzeźbie sprawia, że w systemie rzeczno-jeziornym transportowana wraz z wodą materia ulega transformacji wraz z biegiem rzeki, a jeziorne ogniwa mogą zakłócać koncepcję rzecznego kontinuum (Vannote i in., 1980), zakłócając ciągłość procesów ekologicznych i gradientowy charakter stref rzecznych. Rzeka według koncepcji Vannote jest uważana jako zintegrowana funkcjonalna całość - system sprzężony liniowo, którego własności determinowane są przez czasoprzestrzenne *kontinuum*, wzdłuż którego, zmianom gradientowym podlegają warunki fizyczne, chemiczne, żyzność i produktywność biocenozy. Celem niniejszego opracowania jest ocena wpływu uwarunkowań środowiska przyrodniczego na obieg wody i materii w systemie rzeczno-jeziornym Świętej Strugi, którego zlewnia jest jednorodna litologicznie oraz roli ogniw jeziornych wynikającej z ich położenia w systemie. Analizowane będą również zdolności retencyjne jednostek hydrograficznych najniższej rangi i roli jaką odgrywają w kształtowaniu odpływu powierzchniowego oraz transformacji wód w ekosystemach jeziornych.

Metody

Ocena wpływu uwarunkowań przyrodniczych na obieg wody i materii w jednorodnej litologicznie zlewni systemu rzeczno-jeziornym Świętej Strugi była możliwa dzięki pracom terenowym i kameralnym.

Prace terenowe obejmowały pomiary natężenia przepływu (z użyciem młynka elektromagnetycznego Valeport Model 801) w węzłach systemów rzeczno-jeziornych (w sześciu profilach pomiarowych poniżej zbiornika), pomiary stanów wody w badanych węzłach, analizy chemiczne wody cieków

(oznaczono zawartość azotu ogólnego i fosforu ogólnego) z interwałem miesięcznym od lipca 2013 do czerwca 2014 r. Sezonowo (średnio raz na 3 miesiące) kartowano zlewnię Świętej Strugi, by uchwycić ewentualną zmienność jej aktywności hydrologicznej.

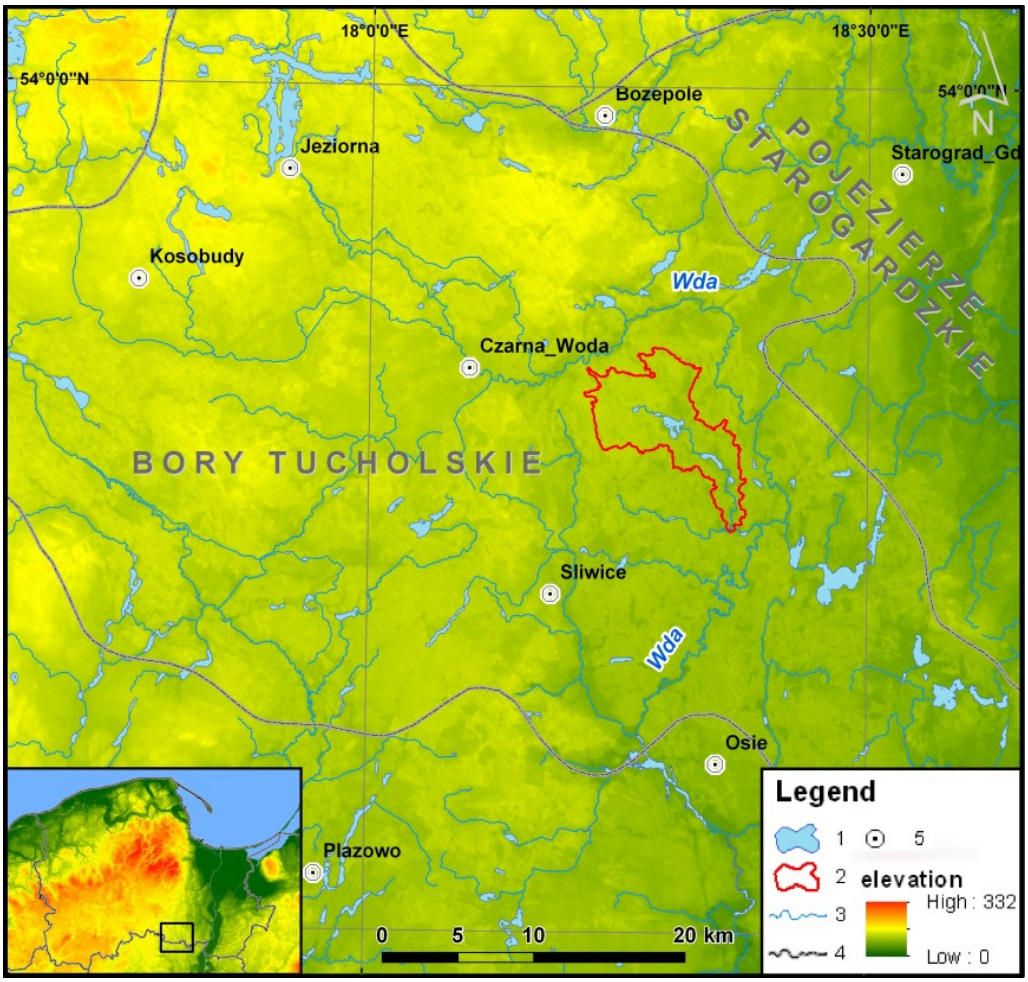
Prace kameralne dotyczyły interpretacji map topograficznych w skali 1:10 000, map tematycznych oraz zdjęć satelitarnych w celu szczegółowego wyrysowania sieci wodnej i użytkowania terenu w granicach badanych jednostek a także analizy danych w programie ArcGIS 10.2.2. Obejmowały one także szczegółową interpretację danych meteorologicznych dotyczących dobowych sum opadu pochodzących z 8 stacji opadowych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego, znajdujących się w obrębie zlewni eksperymentalnej oraz w jej bezpośrednim sąsiedztwie.

Zakres czasowy zgromadzonych danych opadowych obejmował lata 1970-2014. Na podstawie dobowych sum opadu zostały obliczone średnie sumy roczne opadu, co pozwoliło sklasyfikować warunki wilgotnościowe w zlewni metodą zaproponowaną przez Z. Kaczorowską (1962). Na potrzeby artykułu zastosowano dwie metody szacowania sum rocznych wielkości opadów: wieloboków równego opadu - metoda Thiessena (1911) i krigingu zwykłego (Magnuszewski, 1999). Interpolacji przestrzennej dokonano w programie ArcGis 10.2.2. W celu zautomatyzowania przeprowadzonych interpolacji i czynności mających na celu uzyskanie informacji o warstwie opadu na daną powierzchnię (poligon badawczy), wykorzystano aplikację do programu ArcMap jakim jest ModelBuilder.

Analiza danych przestrzennych w środowisku GIS dotyczyła również kalkulacji średnich spadków zlewni cząstkowych zamkniętych przez profile pomiarowe. Zostały one policzone jako wartości średnie z komórek rastrowych (grid, piksel) danego obszaru. Uznano, że średni spadek zlewni bezpośredniej aktywnej przy homogeniczności litologicznej obszaru badań może być również elementem wpływającym na obieg wody i materii w systemie.

Obszar badań

Analizę wpływu uwarunkowań przyrodniczych na obieg wody i materii przedstawiono na przykładzie Świętej Strugi – małego systemu rzeczno-jeziornego z Borów Tucholskich. Święta Struga jest lewostronnym dopływem Brzezianka, prawostronnego dopływu Wdy, która uchodzi do Wisły (rys. 1). W zlewni tej prowadzono pomiary w sześciu profilach zamykających zlewnie cząstkowe oznaczonych kolejno od S1 w górnym biegu rzeki do S6 w ujściowym jej odcinku.



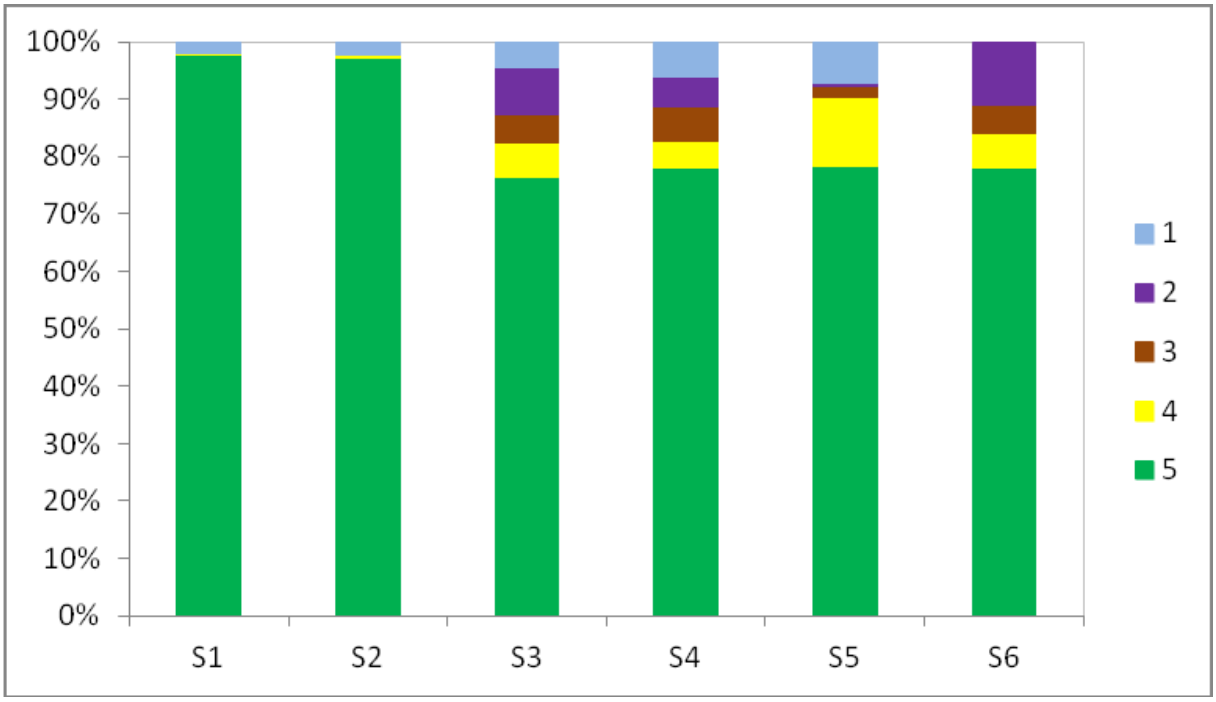
Rys.1. Położenie zlewni Świętej Strugi

Fig. 1. Location of the Święta Struga River catchment

1 - jeziora, 2 - zlewnia Świętej Strugi, 3 - cieki, 4 - granice mezoregionów, 5 - stacje opadowe IMGW-PIB

1 - lakes, 2 - the Święta Struga River catchment, 3 - freshwater streams, 4 - borders between mesoregions, 5 - IMGW-PIB precipitation gauging stations

System ten zajmuje rynnę subglacjalną łącząc 5 jezior, odwadniając obszar o powierzchni 52 km^2 z północnego zachodu na południowy wschód. Największym jeziorem w systemie jest Ocypel Wielki (114 ha), którego głębokość maksymalna sięga 40 m. Główną formą użytkowania w zlewniach cząstkowych są lasy stanowiące od 80% do 97% powierzchni, zabudowa stała i letniskowa w formie rozproszonej oraz użytki zielone skupione głównie wokół mis jeziornych (rys. 2). Deniwelacje w zlewni całkowitej sięgają 35 m a jej średni spadek wynosi 4,85%. Udział obszarów bezodpływowych w zlewni sięga 69%, a w poszczególnych zlewniach cząstkowych zamkniętych przez profile pomiarowe waha się od 14,3% do 88,2% (tab. 1).



1 - wody, 2 - zabudowa, 3 - grunty orne, 4 - użytki zielone, 5 – lasy

1 - water, 2 - buildings, 3 - arable areas, 4 - meadows, 5 - forests

Rys. 2. Struktura użytkowania zlewni cząstkowych w systemie Świętej Strugi

Fig. 2. Land use structure in the sub-catchments of the Święta Struga river and lake system

Zlewnia Świętej Strugi jest jednorodna pod względem litologicznym, zbudowana głównie z piasków i żwirów wodnolodowcowych. Jedynie w zagłębieniach dolinnych występują torfy na piaskach oraz żwirach wodnolodowcowych, a w obrębie mis jeziornych i w dolinie głównego cieku torfy na gytiach.

Tab. 1. Cechy morfometryczne zlewni cząstkowych badanego systemu rzeczno-jeziornego

Tab. 1. Morphometric features of the sub-catchments of the river and lake system under study

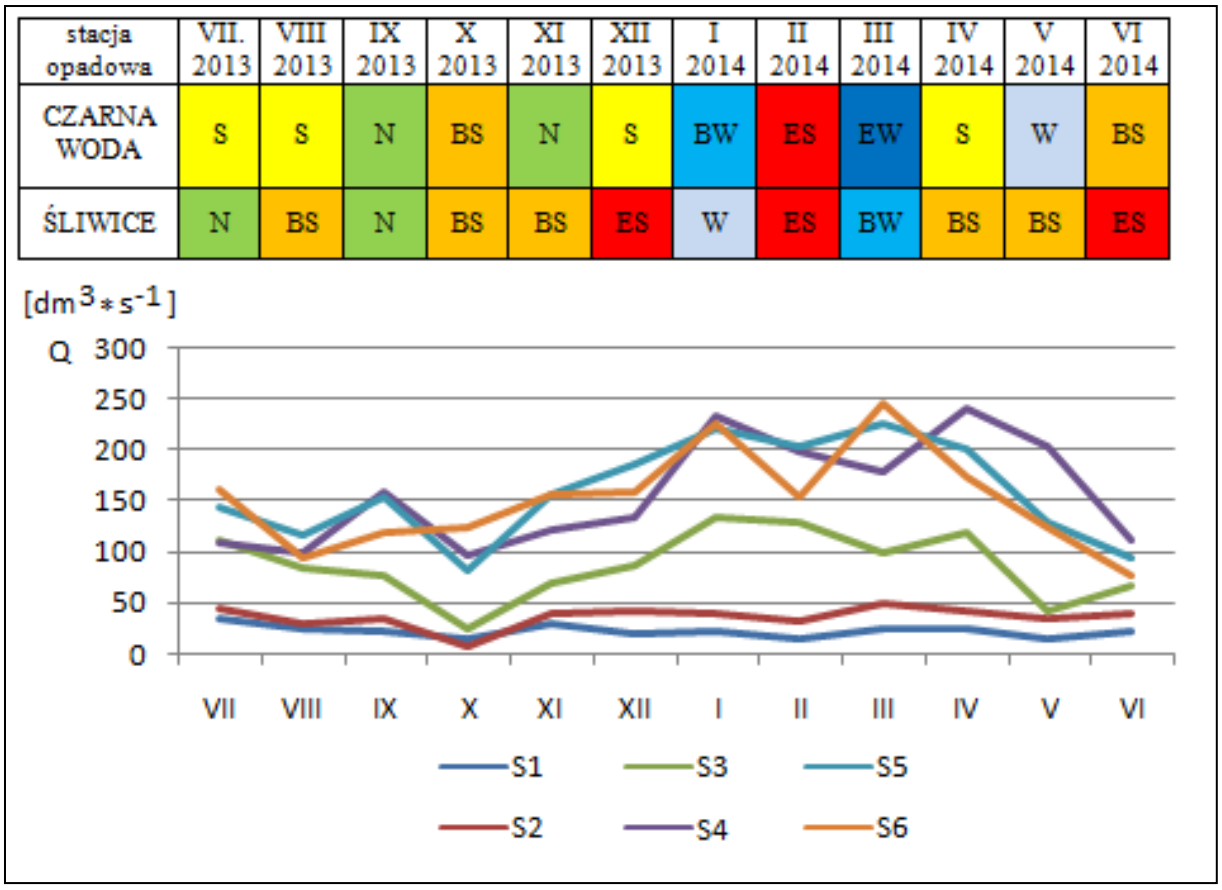
Profil pomiarowy ***Measurement profile***	**Zlewnia /** ***Catchment***						
	Całkowita / *Total*			Bezpośrednia / *Direct*			
	[km²]	Aktywna *Active* [%]	Pasywna *Passive* [%]	[km²]	Aktywna *Active* [%]	Pasywna *Passive* [%]	średni spadek *Mean slope* [%]
S1	5,036	18,5	81,5	5,036	18,5	81,5	6,76
S2	9,346	15,6	84,4	3,986	11,8	88,2	10,87
S3	34,446	19,6	80,4	25,100	21,1	78,9	5,24
S4	46,926	24,7	75,3	12,48	38,5	61,5	5,56
S5	48,769	27,0	73,0	1,843	85,7	14,3	5,85
S6	52,250	31,0	69,0	3,796	81,8	18,2	4,43

Wyniki

Rozpatrywany okres pomiarowy według klasyfikacji warunków wilgotnościowych zaproponowanej przez Z. Kaczorowską (1962) na podstawie danych opadowych ze stacji Czarna Woda i Śliwice można uznać za suchy, ponieważ 7 miesięcy sklasyfikowano jako suche do ekstremalnie suchych, trzy jako przeciętne a dwa jako bardzo wilgotne (rys. 3).

Wykonane pomiary hydrometryczne w systemie Świętej Strugi wykazały, że największą zmienność mierzonych parametrów odnotowano w profilach S3, S4 i S5 pomiędzy największymi jeziorami. W zlewniach zamkniętych przez te punkty pomiarowe oprócz lasów występują użytki rolne z zabudową. Najmniejszą zmienność natomiast zaobserwowano w górnym biegu rzeki, który charakteryzuje się około 95% lesistością (rys. 2 i 3).

Średnie wielkości przepływów Świętej Strugi w okresie badawczym wahały się od 22 $dm^3 \cdot s^{-1}$ w profilu S1 do 160 $dm^3 \cdot s^{-1}$ w profilu S5 (rys. 4). Większe przepływy wystąpiły w miesiącach półrocza zimowego, mniejsze latem i w większości korespondują ze sklasyfikowanymi warunkami wilgotnościowymi badanego okresu (rys. 1 i 2).



Rys. 3. Średnie miesięczne wartości przepływu Świętej Strugi w profilach pomiarowych na tle klasyfikacji warunków wilgotnościowych Kaczorowskiej (1962); opady z posterunków opadowych położonych najbliżej badanej zlewni

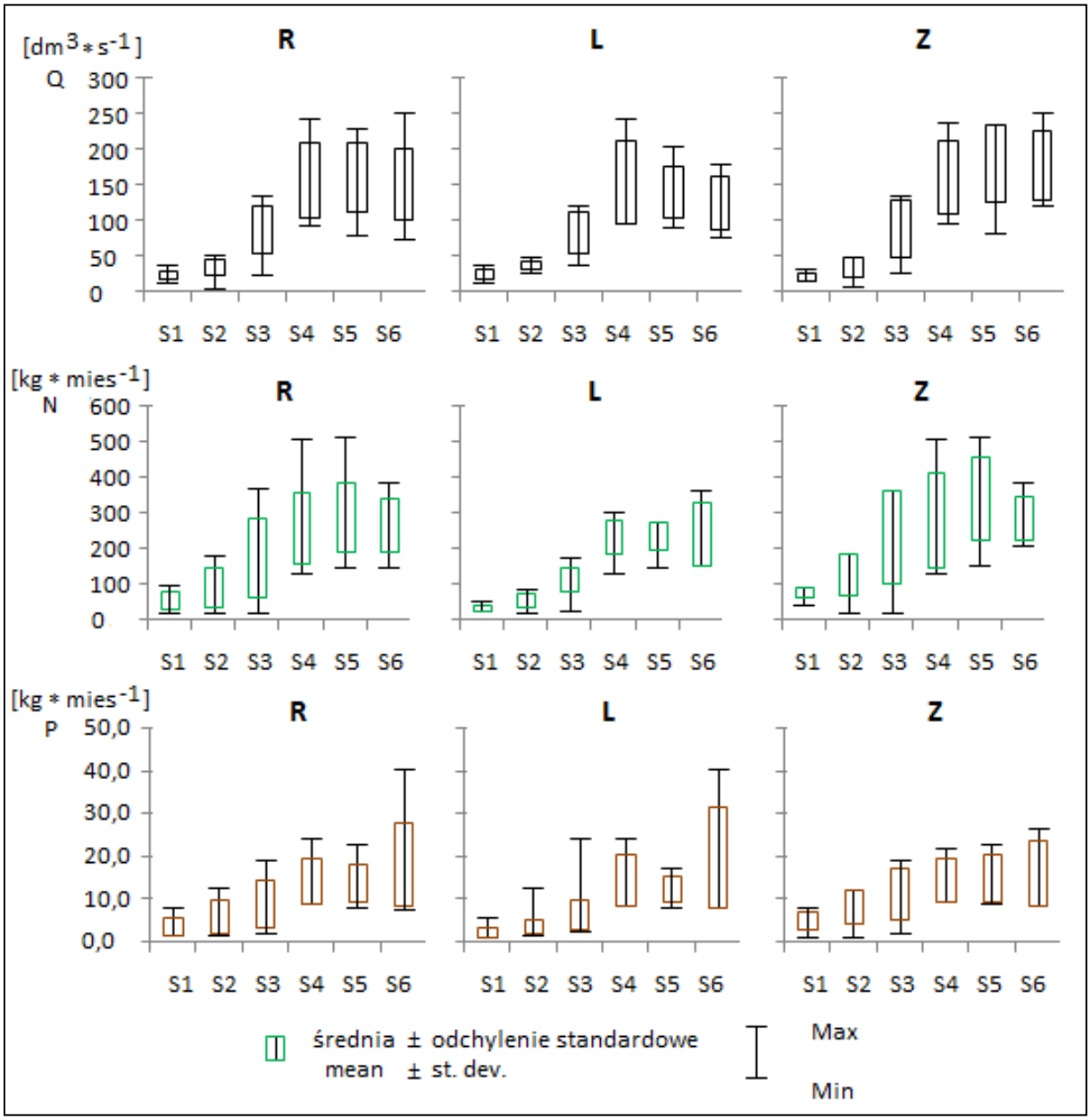
Fig. 3. Average monthly discharge of the Święta Struga River in measurement profiles according to the classification of precipitation intensity developed by Kaczorowska (1962); for precipitation gauging stations located closest to the catchment under study

S1-S6 - profile pomiarowe, ES - ekstremalnie suchy, BS - bardzo suchy, S - suchy, N - normalny, W - wilgotny, BW - bardzo wilgotny, EW - ekstremalnie wilgotny

S1-S6 - measurement profiles, ES - extremely dry, BS - very dry, S - dry, N - normal, W - wet, BW - very wet, EW - extremely wet

Średnie miesięczne ładunki azotu cechowały się małą zmiennością w miesiącach półrocza letniego i dużą w półroczu zimowym (rys. 4). Największe ładunki tego biogenu przekraczające 500 kg·miesiąc^{-1} odnotowano w profilach S4 i S5, a najmniejsze poniżej 23 kg·miesiąc^{-1} w profilach S1 i S2. Średnie miesięczne ładunki fosforu charakteryzowała mniejsza zmienność. Większe ładunki tego biogenu odnotowano zimą, ale były one proporcjonalne

do objętości przepływu i nie przekraczały 30 kg·miesiąc^{-1} w dolnym biegu rzeki. W miesiącach letnich ładunki fosforu były ogólnie mniejsze ale bardziej zróżnicowane dochodząc do 40 kg·miesiąc^{-1} .



Rys. 4. Zmienność sezonowa przepływu i ładunków azotu i fosforu w poszczególnych zlewniach cząstkowych Świętej Strugi

Fig. 4. Interseasonal variability of flow and nitrogen and phosphorus loads in the sub-catchments of the Święta Struga River

R - cały okres pomiarowy, L - miesiące półrocza letniego, Z - miesiące półrocza zimowego

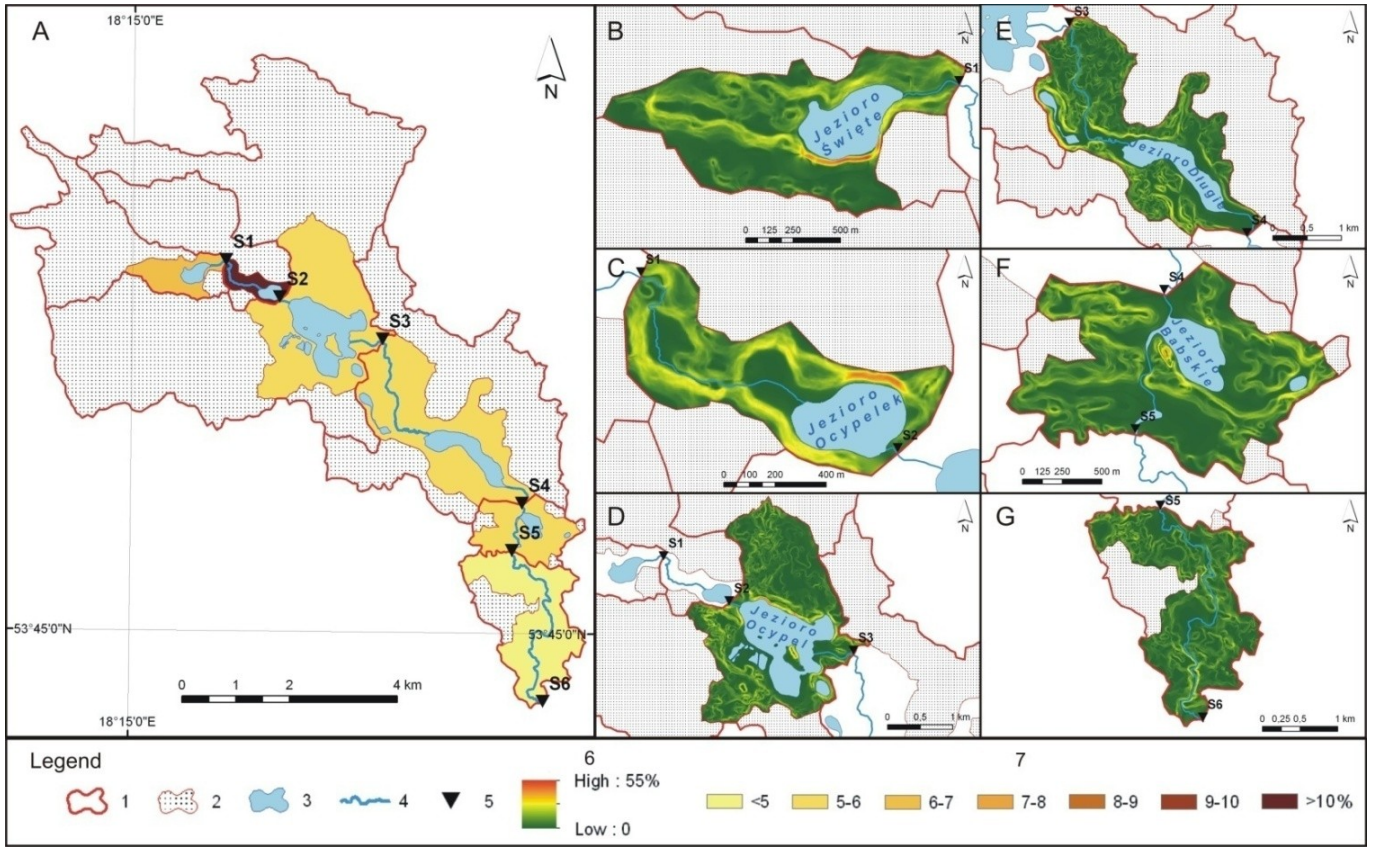
R - the entire study period, L - summer months, Z - winter months

Z przeprowadzonych badań wynika, że jeziora Ocypel Wielki i Długie (rys. 5) wyraźnie w ciągu całego okresu pomiarowego zwiększały odpływ (rys. 3). Jezioro Ocypel Wielki jest największym i zarazem najgłębszym zbiornikiem w systemie Świętej Strugi a wzrost przepływu za tym zbiornikiem świadczy o stabilności zasilania go przez wody podziemne. Z kolei ostatnie w systemie Świętej Strugi Jezioro Babskie w miesiącach półrocza ciepłego zmniejszało odpływ, a w półroczu zimowym go zwiększało.

Podobnie jest w przypadku transportu biogenów. Jezioro Babskie zachowywało się albo jak pułapka dla biogenów, albo wzbogacało wody cieku w dodatkową ich pulę. I tak w miesiącach ciepłego półrocza jezioro to było pułapką dla fosforu, w mniejszym stopniu dla azotu, natomiast w półroczu zimowym ładunek biogenów wypływający z jeziora był większy niż ten, który do jeziora trafiał ciekiem.

Ważnym czynnikiem różnicującym obieg wody przy homogeniczności litologicznej zlewni powinny być opady. Miesięczne sumy opadu dla zlewni poszczególnych profili pomiarowych wyznaczone metodą Thiessena i krigingu zwykłego są bardzo zbliżone, współczynnik korelacji dla zbiorowości wyznaczonych tymi dwoma metodami wynosi 0,98. Największe zależności pomiędzy miesięcznymi sumami opadu a wielkościami przepływu i ładunków azotu i fosforu występowały w górnym biegu Świętej Strugi. Współczynnik korelacji wysokości opadu z wartościami tych charakterystyk w profilach S1 i S2 wynosił około 0,5. W pozostałych profilach pomiarowych zależności są bardzo słabe.

Prędkość przemieszczania wody i materii w zlewni powinna być związana z jej ukształtowaniem. Dla każdej zlewni bezpośredniej aktywnej wyznaczono metodami analizy przestrzennej średnie spadki terenu (rys. 5). Największe wartości tego parametru od 7% do ponad 10% odnotowano w zlewniach leśnych zamkniętych przez profile S1 i S2, a najmniejsze w ujściowej zlewni cząstkowej. Lokalne spadki terenu sięgające 50% zarejestrowano wokół jezior w górnym biegu Świętej Strugi. Tak duże wartości tego parametru są potwierdzeniem zależności pomiędzy sumami opadu a wielkościami przepływu i ładunków podstawowych biogenów w zlewniach zamkniętych przez profile S1 i S2.



Rys. 5. Ukształtowanie zlewni Świętej Strugi

Fig. 5. The Święta Struga River catchment morphology

A - podział hydrograficzny wraz ze średnimi spadkami terenu dla zlewni bezpośrednich aktywnych, B - zlewnia bezpośrednia Jeziora Święte, C - zlewnia bezpośrednia jeziora Ocypelek, D - zlewnia bezpośrednia jeziora Ocypel Wielki, E - zlewnia bezpośrednia jeziora Długie, F - zlewnia bezpośrednia jeziora Babskie, G - zlewnia bezpośrednia ujściowego odcinka głównego cieku, 1 - zlewnia w profilu zamykającym, 2 - zlewnia pasywna, 3 - jeziora, 4 - odcinki rzeczne Świętej Strugi, 5 - profil zamykający, 6 - spadki terenu, 7 - średni spadek terenu

A - hydrographic division and the average slopes of the direct active catchments, B - direct catchment of Lake Święte, D - direct catchment of Lake Ocypel Wielki, E - direct catchment of Lake Długie, F - direct catchment of Lake Babskie, G - direct catchment of the terminal segment of the principal stream, 1 - catchment in the closing profile, 2 - passive catchment, 3 - lakes, 4 - river segments of Święta Struga River, 5 - closing profile, 6 - slopes, 7 - average slop

Podsumowanie

Przeprowadzona analiza wykazała, że w górnym biegu Świętej Strugi odpływ zależy głównie od jednorodnego użytkowania zlewni w postaci lasów, wysokości opadów atmosferycznych oraz morfometrii zlewni cząstkowych. Duże lokalne spadki terenu przy jednorodnym użytkowaniu i podłożu litologicznym wpływają na prędkość przemieszczania się cząsteczek wody z opadów atmosferycznych, co z kolei wpływa na małą zmienność przepływów w górnym odcinku systemu rzeczno-jeziornego Świętej Strugi.

W środkowym i dolnym biegu Świętej Strugi, gdzie przepływa ona przez duże jeziora: Ocypel Wielki, Długie i Babskie, rola opadów atmosferycznych, morfometrii oraz struktury użytkowania zlewni cząstkowych nie jest tak wyraźna. Jeziora w tym wypadku modyfikują obieg wody i materii w systemie rzeczno-jeziornym. Pełnią one rolę alimentującą – zwiększają przepływ rzeki i wzbogacają ją w materię biogeniczną. Jedynie ostatnie w systemie, Jezioro Babskie pełni rolę akumulacyjną, zmniejszając przepływ rzeki i zawartość materii biogenicznej. Nie oznacza to jednak, że tylko jeziora oddziałują na obieg wody i materii - są one jedynie pewnego rodzaju regulatorem wpływu całej kombinacji czynników środowiskowych.

Rola opadów atmosferycznych w kształtowaniu obiegu wody i materii biogenicznej w systemie rzeczno-jeziornym Świętej Strugi jako reprezentatywnym dla obszarów sandrowych nabiera znaczenia, gdy sklasyfikujemy je na tle danych opadowych z wielolecia. Wówczas sklasyfikowane warunki wilgotnościowe korespondują z przepływami zmierzonymi w poszczególnych profilach pomiarowych.

Literatura:

Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*, UW WGSR, Warszawa, 274 s.

Bajkiewicz-Grabowska E., 2007, *Charakterystyka hydrograficzna* [w:] Borowiak D. (red.), *Jeziora Kaszubskiego Parku Krajobrazowego, Badania Limnologiczne, tom 5,* Katedra Limnologii UG, Gdańsk, s. 41-52.

Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 2011, *Hydrologia ogólna*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 340 s.

Drwal J., 1982, *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Zeszyty Naukowe UG, Rozprawy i Monografie, 33, Gdańsk, 130 s.

Hilbricht-Ilkowska A., Węgleńska T., 1995, *System rzeczno-jeziorny jako układ płatów krajobrazowych i ich stref granicznych* [w:] Dąbrowska-Prot E., Łuczak J. (red.): *Problemy ekologii krajobrazu pojeziernego Polski Północno-Wschodniej*, Zeszyty Naukowe Człowiek i Środowisko PAN, 12, Oficyna Wydawnicza, Instytut Ekologii PAN, s. 185-204.

Hilbricht-Ilkowska A., Wiśniewski R.J. (red.), 1994, *Jeziora Suwalskiego Parku Krajobrazowego. Związki z krajobrazem, stan eutroficzny i kierunki ochrony*, Zeszyty Naukowe Człowiek i Środowisko PAN, 7, Zakład Narodowy Ossolińskich, 282 s.

Hilbricht-Ilkowska A., Wiśniewski R.J. (red.), 1996, *Funkcjonowanie systemów rzeczno-jeziornych w krajobrazie pojeziernym: rzeka Krutynia (Pojezierze Mazurskie)*, Zeszyty Naukowe Człowiek i Środowisko PAN, 13, Oficyna Wydawnicza, Instytut Ekologii PAN, 461 s.

Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*. Prace Geograficzne IG PAN, 33, Warszawa, 112 s.

Kostrzewski A., 1986, *Zastosowanie teorii funkcjonowania geoekosystemu do badań współczesnych środowisk morfogenetycznych obszarów nizinnych Polski Północno – Zachodniej*, Sprawozdania PTPN za 1984, 103, s. 26-28.

Kostrzewski A. (red.), 1995, *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego w Polsce. Propozycje programowe*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa, 164 s.

Magnuszewski A., 1999, *GIS w geografii fizycznej*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 187 s.

Thiessen A. H., 1911, *Precipitation averages for large areas*. Monthly Weather Review, 39 (7), s. 1082-1084.

Vannote R. L., Minshall G. W., Cushing C. E., 1980, *The river continuum concept*, Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 37, s. 130-137.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

MACHOWSKI ROBERT, MOLENDA TADEUSZ

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geografii Fizycznej

CHARAKTERYSTYKA MORFOMETRYCZNA WYBRANYCH ANTROPOGENICZNYCH ZBIORNIKÓW WODNYCH

MORPHOMETRIC CHARACTERISTICS OF SOME ANTHROPOGENIC WATER RESERVOIRS

Streszczenie. W następstwie gospodarczej działalności człowieka związanej z eksploatacją surowców mineralnych, wykorzystaniem energii wód płynących, regulacją rzek i retencjonowaniem wody na różne cele powstają nowe zbiorniki wodne (rys. 1-8). Każdy zbiornik charakteryzują określone parametry morfometryczne misy zbiornikowej. Celem niniejszej pracy jest charakterystyka morfometryczna wybranych typów genetycznych antropogenicznych zbiorników wodnych. Realizacja podjętego celu wymagała przeprowadzenia w obrębie wytypowanych zbiorników wodnych oraz w ich najbliższym otoczeniu komplementarnych obserwacji i pomiarów. Pomiary głębokości zbiorników wykonano z łodzi z wykorzystaniem echosondy z wbudowanym odbiornikiem GPS. Wykonano również sondowanie głębokości z pokrywy lodowej stwarzającej najodpowiedniejsze warunki do tego typu badań. Przeprowadzone badania wykazały, że plany batymetryczne antropogenicznych zbiorników wodnych wskazują na duże zróżnicowanie morfometryczne tych obiektów. Decydujące znaczenie w tym względzie przypisuje się genezie zbiorników.

Abstract. As a result of human economic activity associated with mineral extraction, using the energy of flowing water, regulation of rivers and water retention for different purposes, there are new water reservoirs (Fig. 1-8). Each of the water bodies set morphometric parameters characterize the basins. The aim of this study is to characterize genetic morphometric selected types of anthropogenic water bodies. The implementation of the required conduct undertaken within the selected water bodies and in their immediate surroundings complementary observations and measurements. Depth measurements were made from boat using sonar and also during the winter from ice cover. The study showed that the plans bathymetric anthropogenic water bodies show the wide variety of morphometric these objects (Fig. 1-8). The decisive factor in this regard is attributed to the genesis of the water bodies.

Key words: limnology, anthropopression, artifical water reservoirs
Słowa kluczowe: limnologia, antropopresja, sztuczne zbiorniki wodne.

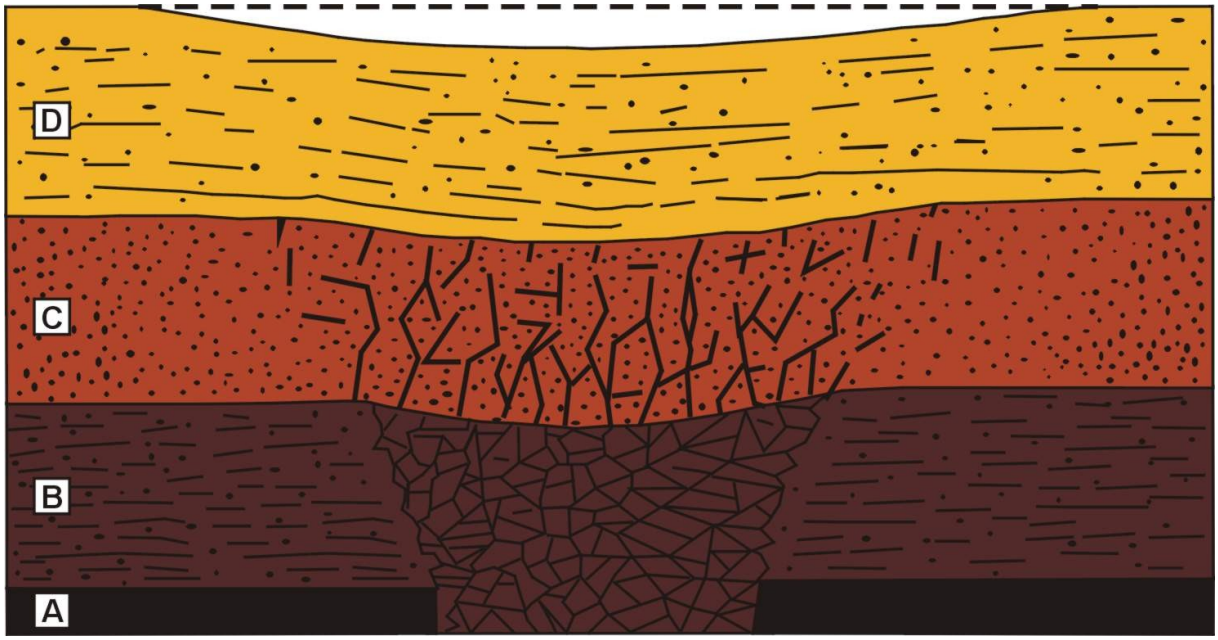
Wstęp

W następstwie gospodarczej działalności człowieka związanej z eksploatacją surowców mineralnych, wykorzystaniem energii wód płynących, regulacją rzek i retencjonowaniem wody na różne cele powstają nowe zbiorniki wodne. Szczególnie dużo zbiorników występuje na obszarach górniczych (Czaja, 2003; Rzętała, 2008; Machowski, 2010). Tego typu obszarem jest m.in. Górnośląskiego Pojezierza Antropogenicznego (GPA), gdzie występuje kilka tysięcy antropogenicznych zbiorników wodnych. Powstały one w wyniku planowych przedsięwzięć człowieka (np. zbiorniki zaporowe, przemysłowe, przeciwpożarowe), jak również są niezamierzonym efektem gospodarczej aktywizacji regionu (zbiorniki w nieckach osiadania i zapadliskach). Tak duże nagromadzenie tego typu obiektów hydrologicznych na stosunkowo niewielkiej powierzchni odcisnęło swoje piętno w krajobrazie (Jankowski, 1986; Rzętała, 2008). Na opisywanym obszarze najliczniej występują następujące typy genetyczne antropogenicznych zbiorników wodnych: w nieckach osiadania i zapadliskach, poeksploatacyjne, zaporowe oraz groblowe (stawy hodowlane). Każdy zbiornik charakteryzują określone parametry morfometryczne misy zbiornikowej. Celem niniejszej pracy jest charakterystyka morfometryczna wybranych typów genetycznych antropogenicznych zbiorników wodnych. Realizacja podjętego celu wymagała przeprowadzenia w obrębie wytypowanych zbiorników wodnych oraz w ich najbliższym otoczeniu komplementarnych obserwacji i pomiarów. Pomiary głębokości zbiorników wykonano z łodzi z wykorzystaniem echosondy LOWRANCE HDS 5 – Gen 2 z wbudowanym odbiornikiem GPS. Wykonano również sondowanie głębokości z pokrywy lodowej stwarzającej najodpowiedniejsze warunki do tego typu badań (Lange, 1993). Na podstawie wykonanych pomiarów sporządzono plany batymetryczne oraz przekroje.

Zbiorniki w nieckach osiadania

Podziemna eksploatacja złóż surowców mineralnych może prowadzić do wystąpienia deformacji powierzchni terenu. Największe deformacje

powierzchni terenu występują wówczas, gdy wybieranie pokładu prowadzi się metodą z zawałem stropu. Wówczas na powierzchni terenu tworzy się deformacja zwana niecką osiadania (rys. 1). Na obszarach górniczych występują liczne przykłady tego typu deformacji opisane w pracach S. Żmudy (1973) oraz J. R. Craig'a i in. (2003). Maksymalne obniżenia terenu mogą przekroczyć nawet 30 m. Część z niecek osiadania może wypełnić się wodą (opadową lub gruntową) w następstwie tego dojdzie do powstania tzw. zbiornika w niecce osiadania (Jankowski i in., 2001).

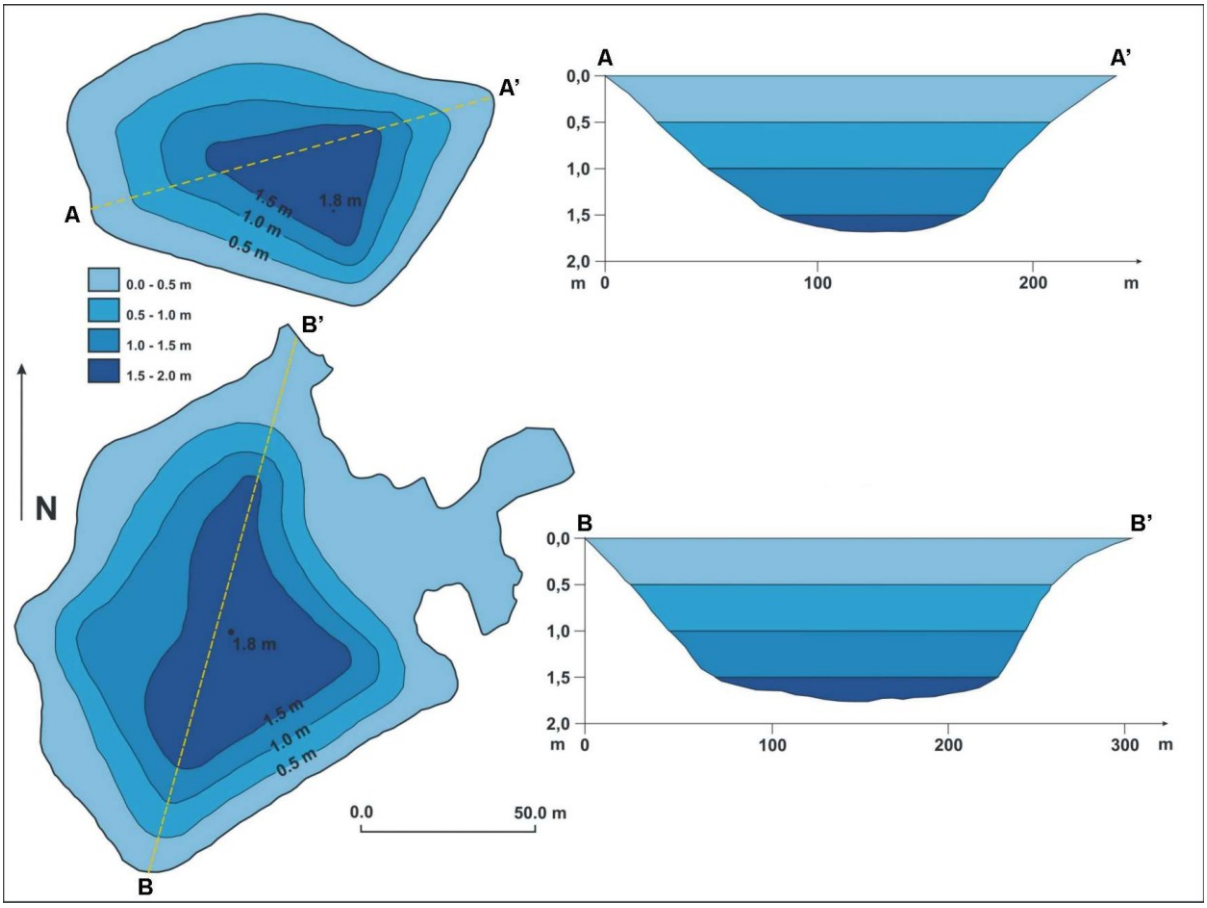


A - eksploatowany pokład, B - strefa zawałowa, C - strefa spękań, D - strefa ugięcia
A - bed exploited, B -zone of failure, C - zone of fissures, D - zone of deflection

Rys. 1. Schemat niecki osiadania (według: Żmuda, 1973)
Fig. 1. Scheme of subsidence depressions (after: Żmuda, 1973)

Bardzo liczna grupa tego typu zbiorników znajduje się na opisywanym obszarze. Zbiorniki w nieckach osiadania zazwyczaj przyjmują kształt powstającej niecki, a więc w głównej mierze są to formy owalne. W idealnych warunkach mogą to być nawet kształty koliste, jednak z uwagi na liczne zaburzenia występują niezmiernie rzadko. Powstałe zbiorniki znacznie częściej odznaczają się dość dużym zróżnicowaniem zarówno pod względem zajmowanej powierzchni, głębokości oraz ukształtowania linii brzegowej. Kształt nowo powstających zbiorników, a zwłaszcza tych, które funkcjonują w środowisku długo, w dużej mierze modyfikowany jest przez celowe

działania człowieka (Machowski, 2003). Zbiorniki w nieckach osiadania dość często powstają na obszarach zainwestowanych powodując wymierne szkody finansowe, dlatego też w wielu przypadkach są w bardzo krótkim czasie zasypywane. Poza tego typu zabiegami stosuje się także sztuczne formowanie i umacnianie brzegów, zabezpieczając w ten sposób tereny przyległe przed ich zalaniem. Zbocza zagłębień, w których występują sztuczne zbiorniki tej grupy genetycznej, są stosunkowo łagodne. Także dna tych zbiorników na znacznej powierzchni są płaskie i odznaczają się niewielkimi spadkami (rys. 2). Jedynie w strefie brzegowej mogą występować nieco większe nachylenia (Machowski, 2010).

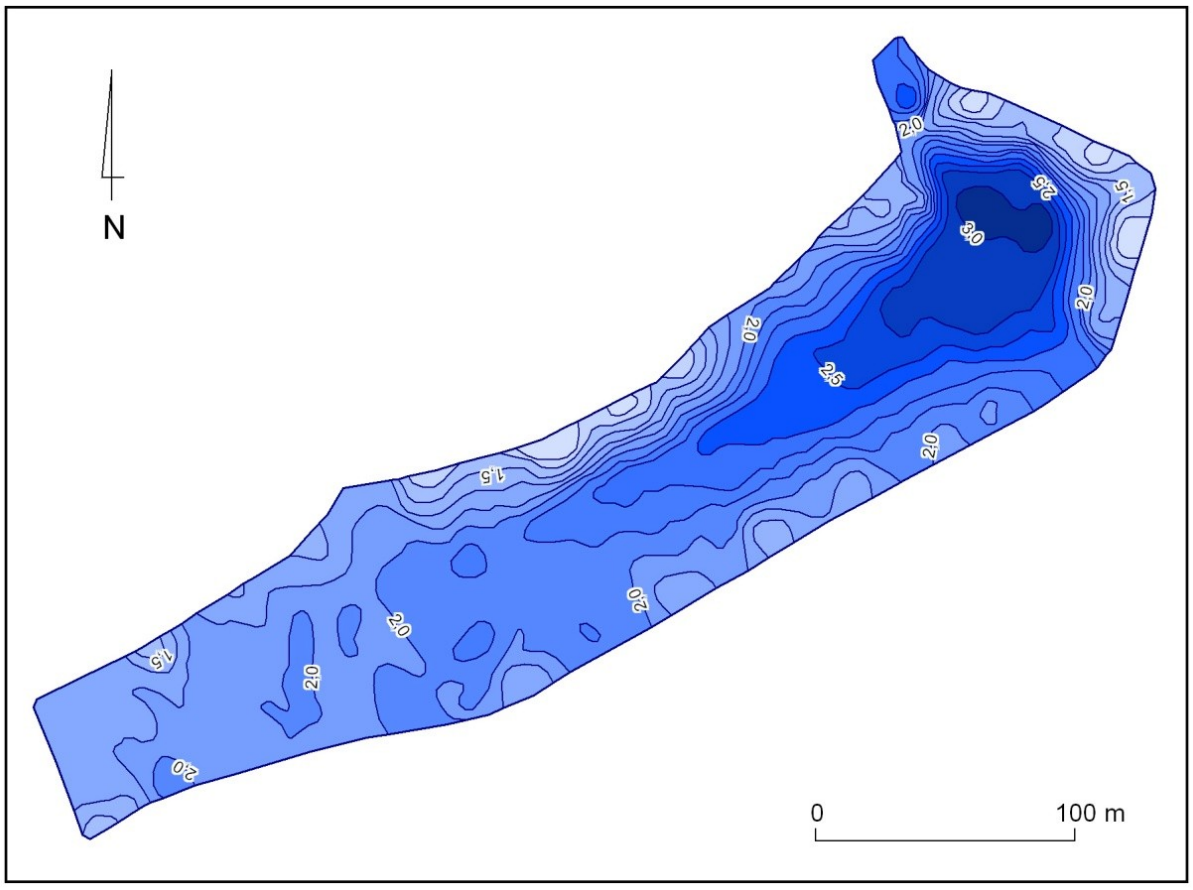


Rys. 2. Plany batymetryczne oraz profile poprzeczne zbiorników w nieckach osiadania położonych w Sosnowcu

Fig. 2. Bathymetric plans and cross profiles of reservoirs in subsidence depressions located in the Bobrek valley in Sosnowiec

Źródło (source): Machowski, 2010.

Rozwój niecki osiadania nie tylko prowadzi do rozwoju nowych zbiorników, ale może również powodować przemodelowanie czaszy zbiorników już istniejących. Przykładem takiego akwenu jest zbiornik „Milicyjny" w Katowicach (rys. 3). Zbiornik ten powstał w latach 20. XX wieku i był typowym zbiornikiem zaporowym utworzonym w następstwie spiętrzenia wód „Potoku Leśnego". Zbiornik ten położony jest w obrębie pola górniczego KWK „Staszic". Zbiorniki zaporowe w przekroju podłużnym przypominają odwrócony trójkąt prostokątny, z głęboczkiem usytuowanym przy zaporze w miejscu przebiegu dawnego koryta rzecznego. Również analizowany zbiornik w początkowym okresie funkcjonowania, posiadał tego typu układ batymetryczny. Eksploatacja złóż węgla kamiennego pod dnem omawianego zbiornika doprowadziła do rozwoju niecki osiadania.



Rys. 3. Plan batymetryczny zbiornika „Milicyjny"
Fig. 3. Bathymetric plan of reservoirs Milicyjny

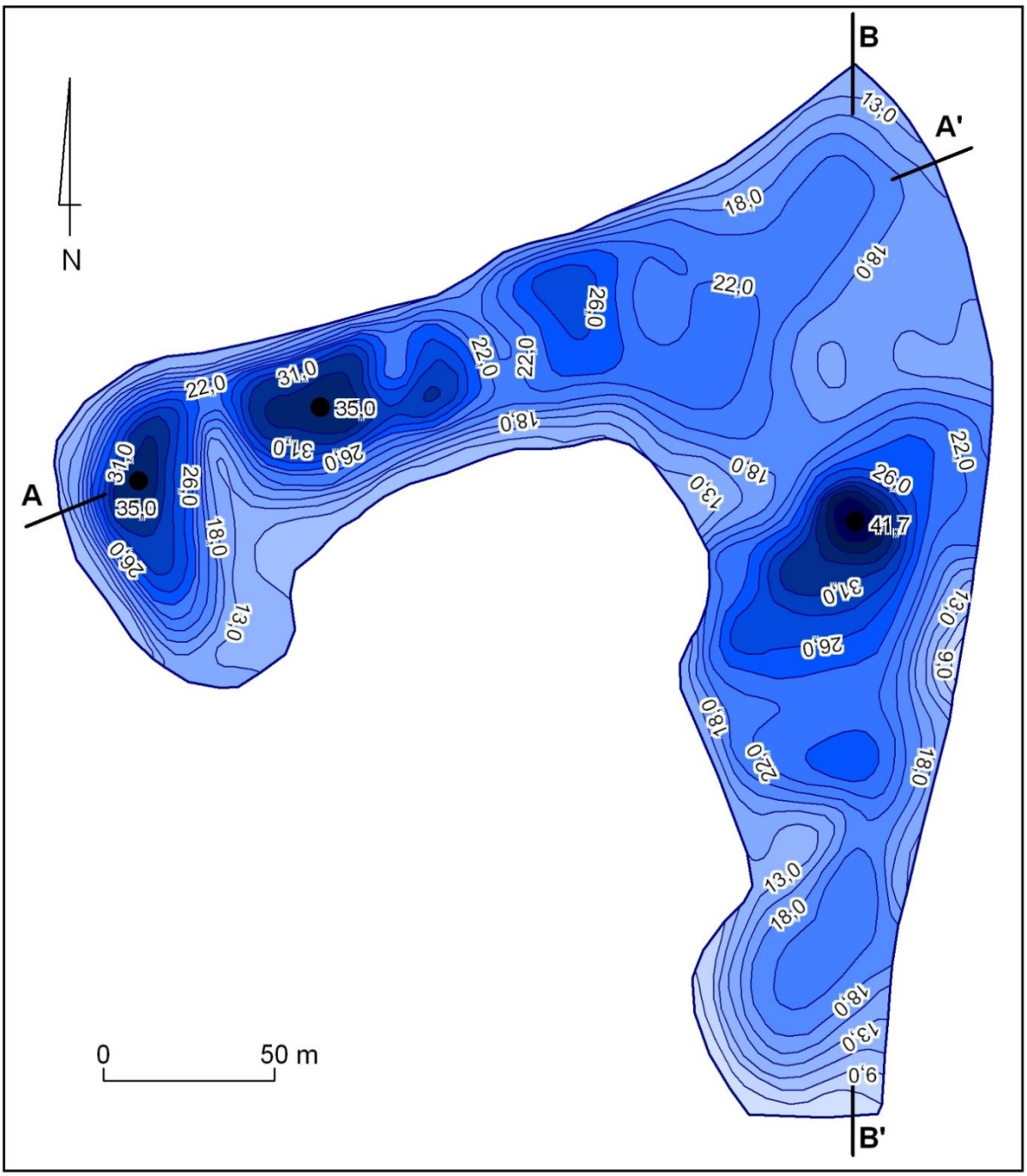
W następstwie tego procesu doszło do znacznych zmian kształtu czaszy zbiornika oraz szeregu parametrów morfometrycznych. Zmianie uległa przede wszystkim powierzchnia zbiornika. Osiadanie terenu prowadzi do powstania zawodnień rozlewiskowych, czyli specyficznego „rozlewania się" zbiornika. Szczególnie jaskrawym przykładem tego procesu jest południowo-zachodnia część akwenu. W następstwie doszło do zaburzenia pierwotnego przebiegu izobat. Najgłębsze miejsce zbiornika również nie znajduje się bezpośrednio w strefie zapory. Głębokość zbiornika w strefie zapory wynosi zaledwie kilkadziesiąt cm (rys. 3). Jest to następstwo całkowitego otwarcia urządzeń spustowych w celu ograniczenia zalewu w części cofkowej zbiornika. Obecnie odprowadzanie wód z akwenu odbywa się poprzez nowo wykonane urządzenie spustowe w północnej części zbiornika. Obecnie zbiornik reprezentuje nowy typ genetyczny zaporowo-zapadliskowy (Molenda, 2014a,b).

Zbiorniki poeksploatacyjne (wyrobiskowe)

Jednym z typów antropogenicznych zbiorników wodnych są zbiorniki poeksploatacyjne (wyrobiskowe). Powstają one w następstwie zatopienia wyrobisk odkrywkowych. Niektórzy autorzy np. B. Janský i in. (2003) oraz M. Strzelec i W. Serafiński (2004), klasyfikują zbiorniki poeksploatacyjne ze względu na rodzaj surowca mineralnego, jaki był eksploatowany w danym wyrobisku. Biorąc pod uwagę to kryterium można wyróżnić następujące typy zbiorników wyrobiskowych: piaskarnie, żwirownie, glinianki i torfianki.

Powierzchnia poszczególnych zbiorników poeksploatacyjnych jest bardzo zróżnicowana. Od najmniejszych, zajmujących powierzchnię kilkuset m^2, jak w przypadku torfianek, do kilku km^2 w przypadku piaskarni. Zróżnicowane są również głębokości akwenów. Z reguły najgłębsze są piaskarnie oraz zbiorniki powstałe w kamieniołomach skał litych – z głębokościami sięgającymi kilkudziesięciu m. Przykładem takiego obiektu może być zbiornik w Górce Sobockiej powstały w zatopionym kamieniołomie granitu (rys. 4). Głębokość maksymalna zbiornika „Górka" wynosi 41,7 m i jest to najgłębszy w Polsce zbiornik poeksploatacyjny związany z wyrobiskami skał wykorzystywanych w budownictwie (Molenda, 2014c). Charakterystyczną cechą tego typu zbiorników są bardzo strome, często

pionowe, podwodne stoki (rys. 5, rys. 6). Podobne cechy morfometryczne stwierdzono również w zbiorniku Vanek położonym koło Żulovej (Republika Czeska). Maksymalna głębokość tego akwenu wynosi 24 m, a podwodne stoki również mają charakter pionowych ścian (Molenda, 2015).

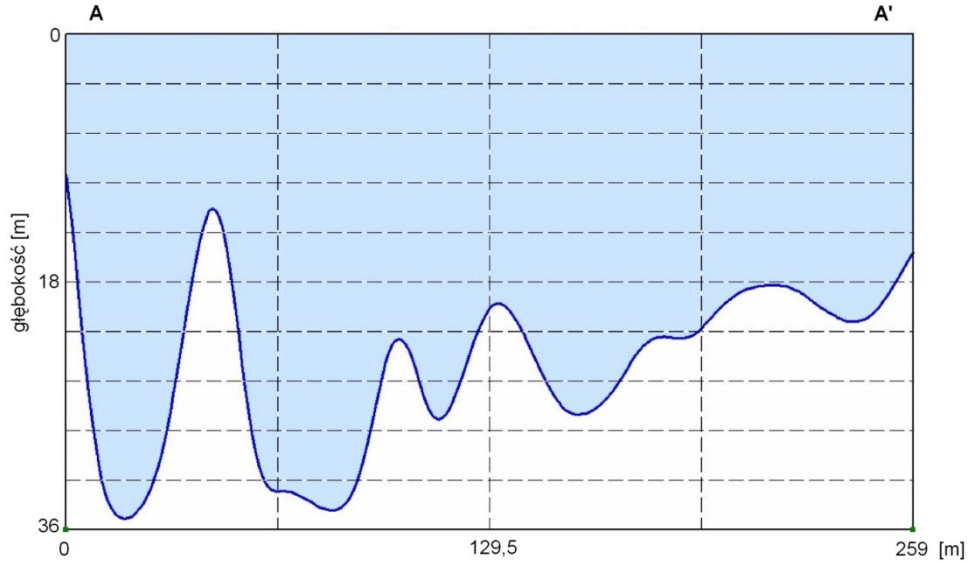


Rys. 4. Plan batymetryczny zbiornika „Górka"

Fig. 4. Bathymetry of the "Górka" excavation

A - A′ i B - B′ linie przekroju — *lines A - A′ and B - B′ cross-section*

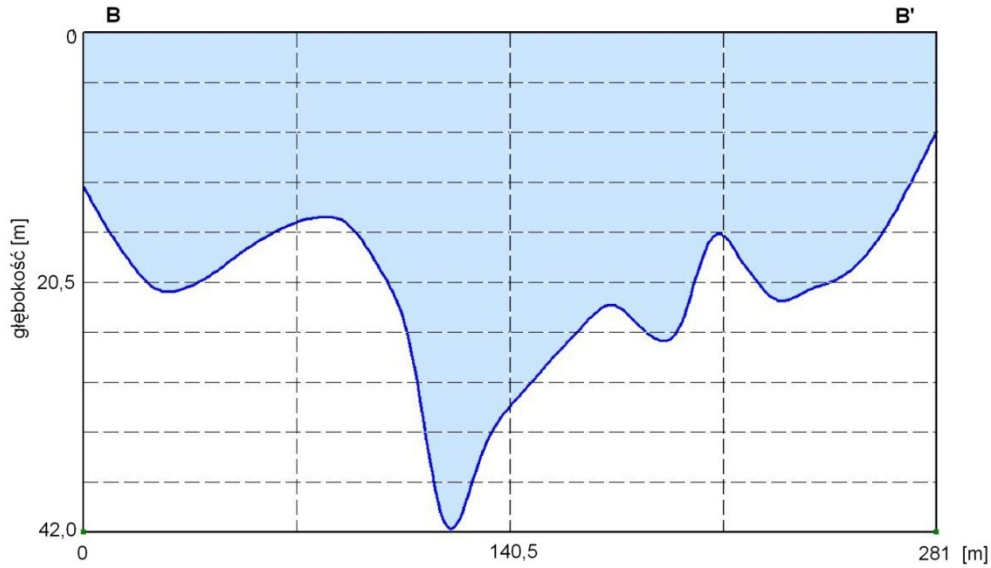
Źródło (source): Molenda, 2014c



Rys. 5. Profil A – A′ zbiornika „Górka”

Fig. 5. Profile A – A′ of the "Górka" reservoir

Źródło (source): Molenda, 2014c



Rys. 6. Profil B – B′ zbiornika „Górka”

Fig. 6. Profile B – B′ of the "Górka" reservoir

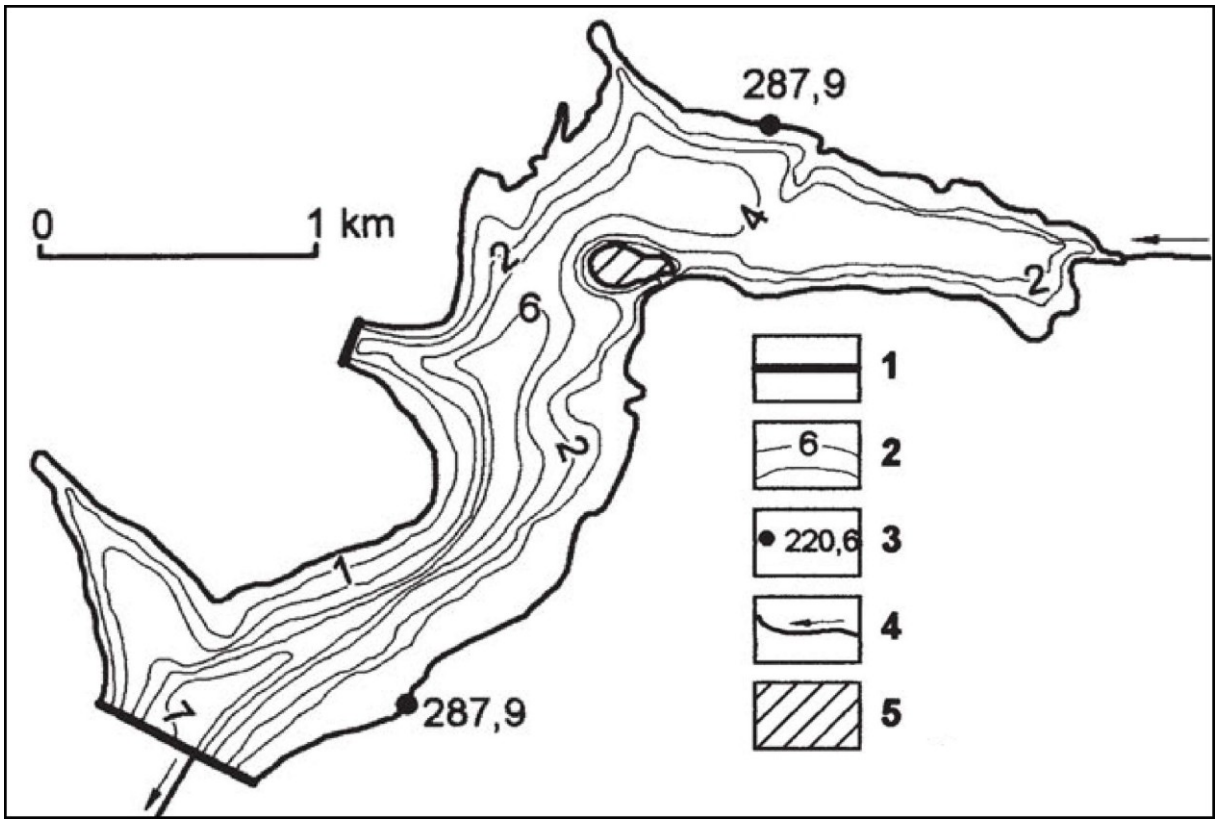
Źródło (source): Molenda, 2014c

W Polsce znajduje się bardzo dużo zbiorników poeksploatacyjnych. Najbardziej znane grupy zbiorników wyrobiskowych znajdują się na obszarze Łuku Mużakowskiego. Są to akweny, które powstały w następstwie zatopienia wyrobisk po eksploatacji węgla brunatnego (Kołodziejczyk, 2012). Duże zbiorniki związane z eksploatacją tego surowca znajdują się również w okolicach Konina (Różkowski i in., 2010). Na obszarze Górnego Śląska

i Zagłębia występują liczne zbiorniki powstałe w wyrobiskach po eksploatacji piasku (Rzętała, 2014). Dużym zbiornikiem poeksploatacyjnym jest również akwen „Piaseczno" powstały w wyrobisku po eksploatacji siarki (Buczek i in., 2010). Liczna grupa tego typu akwenów znajduje się również na Polesiu i jest związana z eksploatacją torfu.

Zbiorniki zaporowe

Kolejną grupę stanowią zbiorniki zaporowe. Są to obiekty hydrotechniczne, które mają spełniać określone funkcje wodno-gospodarcze. Powstają one poprzez przegrodzenie doliny rzecznej zaporą wyposażoną w urządzenia przelewowo-spustowe (Mikulski, 1998). Zbiorniki retencyjne mogą spełniać szereg funkcji, spośród których najważniejsze to: przeciwpowodziowa, energetyczna, wyrównawcza, żeglugowa, komunalna, przemysłowa i rolnicza. Dawniej były to zbiorniki o niewielkich możliwościach retencyjnych z powodu technicznych ograniczeń w zakresie bezpiecznego piętrzenia wody. Spiętrzona woda przeznaczona była najczęściej do napędzania młynów wodnych, tartaków, itp. Zbiorniki zaporowe znajdują się głównie poza terenami zabudowanymi i charakteryzują się dużymi wahaniami stanów wody, dynamicznymi zmianami powierzchni i ilości retencjonowanej wody. Zasadniczą cechą morfometryczną jest rozkład głębokości nawiązujący do spadków podłużnych i poprzecznych zatopionej doliny, z minimum przy brzegach oraz w strefie cofkowej, a maksimum w części zbiornika przy odwodnej stronie zapory (rys. 7). Kilka dużych tego typu zbiorników występuje na obszarze wspomnianego już wcześniej GPA. Jednym z większych w Polsce jest zbiornik Goczałkowice wybudowany w latach 50. XX wieku, który zajmuje płaskie dno doliny Wisły na obszarze Kotliny Oświęcimskiej. Maksymalna powierzchnia zbiornika osiąga 32 km^2, a jego pojemność wynosi 167 hm^3 (Rzętała, Jaguś, 2011). Zdecydowanie mniejszy jest zbiornik Kozłowa Góra o maksymalnej powierzchni 5,9 km^2 i pojemności 15,3 hm^3 utworzony na Brynicy oraz zbiornik Przeczyce, który powstał na skutek przegrodzenia przełomowego odcinka Czarnej Przemszy. W wyniku spiętrzenia wód tej rzeki funkcjonuje zbiornik o powierzchni 5,1 km^2 i retencji 20,7 hm^3 (rys. 7).



Rys. 7. Batymetria misy zbiornika zaporowego na przykładzie Przeczyc
Fig. 7. Bathymetry of bowls of dam reservoirs for example Przeczyce

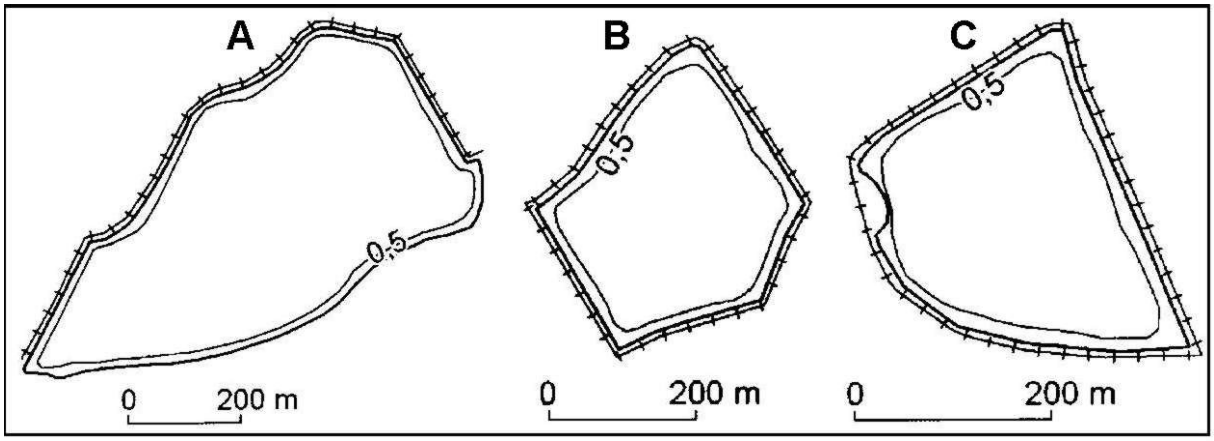
1 - zapora, 2 - izobaty [m], 3 - rzędna zwierciadła wody podczas wykonywania pomiarów batymetrycznych [m n.p.m.], 4 - ważniejsze cieki, 5 - wyspa.
1 - dam, 2 - isobaths [m], 3 - datum of water table during bathymetric measurements [m a.s.l.], 4 - more important streams, 5 - Island

Źródło (source): Rzętała, 2008

Zbiorniki groblowe (stawy hodowlane)

Kolejny typ genetyczny reprezentują zbiorniki groblowe (stawy hodowlane). Staw jest sztucznym zbiornikiem wodnym utworzonym w celu hodowli ryb (Podbielkowski, Tomaszewicz, 1996). Zazwyczaj stawy mają regularny geometryczny kształt i powierzchnie do kilku ha. Odznaczają się niewielką głębokością, która wynika z wysokości usypanej grobli ograniczającej akwen. Głębokość stawów z reguły nie przekracza 2,5 m. Bardzo ważnym kryterium decydującym o lokalizacji stawów są warunki morfologiczno-hydrologiczne. Biorąc pod uwagę te kryteria można wyróżnić

dwa typy genetyczne stawów: opadowo-ściekowe i rzeczno-strumieniowe (Nyrek, 1966). Każdy staw charakteryzują określone parametry morfometryczne oraz poziom piętrzenia wody. Charakterystyczną cechą tych zbiorników jest ich płaskodenność, wynikająca z niewielkiego zróżnicowania pionowego zajmowanych przez nie terenów (rys. 8). W przeciwieństwie do naturalnych jezior poziom piętrzenia wody może ulegać dużym zmianom w czasie. Zmiany te wynikają z cyklu hodowli ryb. Szczególnie dużym zmianom ulega objętość wód retencjonowanych w stawach. W większości stawów podczas odłowów dochodzi do całkowitego ich opróżnienia.



Rys. 8. Plany batymetryczne groblowych zbiorników wodnych:
Fig. 8. Bathymetric plans of levee ponds

A - staw u ujścia Mitręgi do Czarnej Przemszy, B - staw w Kuźnicy Sulikowsiej, C - staw w Harmężu
A - pond at the location where the Mitręga River enters the Czarna Przemsza River, B - pond at Kuźnica Sulikowska, C - pond at Harmęże

Źródło (source): Rzętała, 2008

Podsumowanie

Przeprowadzone badania wykazały, że plany batymetryczne antropogenicznych zbiorników wodnych wskazują na duże zróżnicowanie morfometryczne tych obiektów. Decydujące znaczenie w tym względzie przypisuje się genezie zbiorników. Najgłębsze, a zarazem najbardziej zróżnicowane pod względem rzeźby dna są zbiorniki wyrobiskowe, szczególnie te zlokalizowane w dawnych kamieniołomach. Zróżnicowana

rzeźba dna cechuje również zbiorniki zaporowe, a zwłaszcza te, które uległy przemodelowaniu w następstwie górniczych osiadań terenu. Zbiorniki w nieckach osiadania generalnie przyjmują formę owalną, która w dużej mierze modyfikowana jest przez celowe działania człowieka. Ukształtowanie dna jest stosunkowo łagodne i odznacza się niewielkimi spadkami, natomiast izobaty najczęściej przybierają koncentryczny układ z największą głębokością w jednym głęboczku. Najpłytsze są zbiorniki groblowe (stawy hodowlane), których czasze pod względem rzeźby dna są jednolite. Jedynie wąska strefa brzegowa w tych zbiornikach charakteryzuje się większym nachyleniem dna. Wynika to przede wszystkim ze specyfiki ich przeznaczenia.

Literatura

Buczek Z., Szmuc M., Madej K., 2010, *Budowa zbiornika wodnego w wyrobisku poeksploatacyjnym byłej kopalni siarki „Piaseczno"*, Górnictwo i Geoinżynieria, r. 34, z. 4, s. 101-107.

Craig J.R., Vaughan D.J., Skinner B.J., 2003, *Zasoby Ziemi,* PWN, Warszawa, 503 s.

Czaja S., 2003, *Zbiorniki i pojezierza antropogeniczne* [w:] Szczypek T., Rzętała M. (red.), *Człowiek i Woda*. Polskie Towarzystwo Geograficzne, Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 22-30.

Jankowski A. T., 1986, *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysłowionym i urbanizowanym (na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego),* Uniwersytet Śląski, Katowice, 280 s.

Janský B., Šobr M., i in. 2003, *Jezera České republiky,* Univerzita Karlova, Praha. 216 s.

Kołodziejczyk U., 2012, *Hydrografia zbiorników antropogenicznych,* Oficyna Wyd. Uniwersytetu Zielonogórskiego, Zielona Góra, 110 s.

Lange W., (red.), 1993, *Metody badań fizyczno-limnologicznych*. Uniwersytet Gdański, Gdańsk. 175 s.

Machowski R., 2003, *Zbiorniki w nieckach osiadania i zapadliskach w krajobrazie Wyżyny Śląskiej,* Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego, t. 2, s. 113-123.

Machowski R., 2010, *Przemiany geosystemów zbiorników wodnych powstałych w nieckach osiadania na Wyżynie Katowickiej.* Wyd. UŚ, Katowice, 178 s.

Mikulski Z., 1998, *Gospodarka wodna,* PWN, Warszawa.195 s.

Jankowski A. T., Molenda T., Rzętała M., 2001, *Reservoirs in subsidence basins and depression hollows in the Silesian Upland – selected hydrological matters,* Limnological Review, vol. 1, s. 143-150.

Molenda T., 2014a, *Physical-Chemical Properties of Coal Mine Waters of Old Adits and Spring Waters*, Polish Journal of Environmental Studies, vol. 23, 2, p. 393-399.

Molenda T., 2014b, *Impact of Saline Mine Water: Development of a Meromictic Reservoir in Poland*, Mine Water and the Environment, Mine Water Environ, 33, p. 327-334

Molenda T., 2014c, *„Górka" – najgłębszy w Polsce (41,7 m) zbiornik poeksploatacyjny surowców budowlanych – charakterystyka morfometryczna,* Górnictwo Odkrywkowe, r. LV, nr 2-3, s. 126-129.

Molenda T., 2015, *Conditions for development of anthropogenic meromictic reservoirs in the workings of crystalline rocks (based on the examples of the quarries of the Zulowska pahorkatina, NE Czech Republic),* Enviromental Earth Sciences, DOI 10.1007/s12665-015-4217-x

Nyrek A., 1966, *Gospodarka rybna na Górnym Śląsku od połowy XVI do połowy XIX wieku*, Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, Seria A, Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław, 239 s.

Podbielkowski Z., Tomaszewicz H., 1996, *Zarys hydrobotaniki*, PWN, Warszawa. 530 s.

Różkowski K., Polak K., Cała M., 2010, *Wybrane problemy związane z rekultywacją wyrobisk w kierunku wodnym,* Górnictwo i Geoinżynieria, r. 34, z. 4, s. 517-525.

Rzętała M., 2008, *Funkcjonowanie zbiorników wodnych oraz przebieg procesów limnicznych w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie regionu górnośląskiego*. Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, 172 s.

Rzętała M.A., 2014, *Wybrane przemiany geomorfologiczne mis zbiorników wodnych i ocena zanieczyszczeń osadów zbiornikowych w warunkach zróżnicowanej antropopresji (na przykładzie regionu górnośląsko-zagłębiowskiego).* Wyd. UŚ, Katowice, 174 s.

Rzętała M., Jaguś A., 2011, *New lake district in Europe: orgin and hydrochemical characteristic*. Water Environ Journal, 26, p. 108-117

Strzelec M., Serafiński W., 2004, *Biologia i ekologia ślimaków w zbiornikach antropogenicznych,* Centrum Przyrody Górnego Śląska, Katowice, 83 s.

Żmuda S., 1973, *Antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego konurbacji górnośląskiej*, Śląski Instytut Naukowy, Katowice, 211 s.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

MARKOWSKI MACIEJ, GOLUS WŁODZIMIERZ, KWIDZIŃSKA MONIKA

Uniwersytet Gdański, Wydział Geografii i Oceanografii, Katedra Limnologii,

APLIKACYJNOŚĆ METOD OCENY WIELKOŚCI OPADÓW ZASILAJĄCYCH OCZKA POMORZA GDAŃSKIEGO

THE APPLICABILITY OF METHODS TO ESTIMATE PRECIPITATION THAT RECHARGES PONDS IN GDAŃSK POMERANIA

Streszczenie. Sumy opadów na obszarach oddalonych od punktu pomiarowego są określane jedynie szacunkowo. Wśród powszechnie stosowanych metod przenoszenia informacji z miejsca pomiaru na miejsce o niepełnej informacji meteorologicznej jest metoda Thiessena i metoda krigingu. Zostały one wykorzystane w tym artykule. Celem pracy było określenie, jakie różnice w szacowaniu opadów pojawiają się przy zastosowaniu metody Thiessena i metody krigingu oraz jaki wpływ ma wybór metody na określenie sum rocznych opadów w dowolnie wybranym punkcie. Do określenia sum rocznych opadów zasilających przeciętne oczko na Pomorzu Gdańskim na obszarze 10 500 km^2 (rys. 1), sum rocznych opadów zasilających połowę oczek badanej zbiorowości (ponad 21 000 oczek), sumy rocznej opadów najczęściej zasilającej oczka badanej zbiorowości oraz najniższej i najwyższej sumy rocznej opadów zasilającej oczka (tab. 1, rys. 3)wykorzystano dane IMGW-PIB z lat 1970-2012 z 44 stacji meteorologicznych (rys. 1). Analizę przeprowadzono dla roku suchego, przeciętnego i wilgotnego według schematu przedstawionego na rys. 2. Metody Thiessena i krigingu dają bardzo zbliżone wartości sum rocznych opadów dla obszaru Pomorza Gdańskiego. Przy obliczaniu sum rocznych opadów zasilających oczka na Pomorzu Gdańskim metodą dokładniejszą jest metoda krigingu (rys. 3). Rozkład średnich rocznych sum opadów obliczonych obiema metodami (rys. 4) wskazuje, że średnie roczne opady zasilające oczka na Pomorzu Gdańskim mają rozkład jednomodalny, w przypadku zastosowania do ich obliczenia metody krigingu i dimodalny lub wielomodalny gdy zostanie zastosowana metoda Thiessena.

Abstract. The values of total precipitation over areas away from the measuring point can only be estimated. The Thiessen method and the kriging method are two of the commonly used methods of transferring information form the measuring point to the site of incomplete meteorological information, and these two methods were used in this paper. The aim of our study was to determine the differences in estimating precipitation between the Thiessen method and the kriging method, and to establish the consequences of method selection on determination of the annual total precipitation values at any given point. In order to determine the values of total annual precipitation recharging the average pond on Gdańsk Pomerania over an area of 10,500 km^2 (fig.1), the total annual precipitation recharging half of the ponds under study (a total of more than 21,000 ponds), the total annual

precipitation most commonly recharging the ponds under study, and the lowest and the highest total annual precipitation recharging the ponds (tab. 1, fig. 3) we used IMGW-PIB data from 44 weather stations collected between 1970 and 2012 (fig. 1). We conduced analyses for a dry year, an average year and a wet year, according to the diagram depicted in fig. 2. The Thiessen and the kriging methods yielded very similar values of total annual precipitation over the area of Gdańsk Pomerania. The kriging method is the more accurate of the two methods when calculating the annual precipitation recharging ponds in Gdańsk Pomerania (fig. 3). When we analysed the distributions of values of the average annual precipitation calculated with both methods (fig. 4), we found that the average annual precipitation recharging the ponds of Gdańsk Pomerania showed a unimodal distribution when the kriging method was used and a bi- or multimodal distribution when the Thiessen method was used.

Słowa kluczowe: oczka, metody geostatystyczne, kriging zwykły, metoda Thiessena, opady, interpolacja przestrzenna
Key words: ponds, geostatistical methods, ordinary kriging, Thieseen method, precipitation, spatial interpolation

Wstęp

Pomiary opadów są obciążone licznymi błędami, wynikającymi z przyczyn statystycznych i przypadkowych. Często popełnianym błędem jest założenie, że opady mierzone w określonym punkcie są reprezentatywne dla większego obszaru. Zróżnicowanie przestrzenne opadów jest duże a na jedną stację meteorologiczną przypada w Europie około 40–100 km^2 (Kossowska-Cezak, Bajkiewicz-Grabowska, 2008), w Polsce zaś 250 km^2 (Szymkiewicz, Gąsiorowski, 2010). Powszechnie wykorzystuje się zatem metody przeniesienia informacji z miejsca pomiaru na miejsce o niepełnej informacji meteorologicznej.

Istnieje wiele metod wyznaczania wielkości opadów, które opierają się na technikach interpolacyjnych. Stosowane najczęściej metody to: metoda izolinii, metoda bazująca na geometrii, czyli Thiessena (Thiessen, 1911), metoda regionów, metoda hipsometryczna oraz bardziej skomplikowane metody geostatystyczne. Wśród metod geostatystycznych najbardziej popularna jest metoda deterministyczna odwrotnych odległości (IDW) oraz zaawansowana metoda probabilistyczna, czyli kriging zwykły (OK). Dostępność różnych metod szacowania opadów wiąże się z dylematem wyboru tej najbardziej odpowiedniej. Problematyka wyboru odpowiedniej metody dla szacowania wielkości opadów była poruszana w opracowaniach

zagranicznych (Gooaverts, 2000; van der Heijden, Hauberlandt, 2010; Zhang, Srinivasen, 2009). W polskiej literaturze, mimo że temat ten jest mniej popularny, na uwagę zasługuje praca Szcześniaka (2013) oraz opracowanie wykonane na zlecenie RZGW Szczecin dotyczące „*Weryfikacji wyznaczenia silnie zmienionych części wód jeziornych wraz ze szczegółowym uzasadnieniem*" (Bajkiewicz-Grabowska i in., 2012), w którym wykorzystano metodę krigingu zwykłego do określania wielkości opadów na powierzchnię jezior.

Wielkość opadów decyduje m. in. o funkcjonowaniu oczek na obszarach endoreicznych pojezierzy (Bajkiewicz-Grabowska, Golus, 2009). Te niewielkie zbiorniki wodne bardzo licznie występujące na Pomorzu Gdańskim, w zależności od wielkości dostawy atmosferycznej pełnią różne funkcje hydrologiczne (Golus, 2014). Poprawność oceny zasilania opadem oczek jest zatem przy ocenie tej funkcji istotna.

Cele

Celem artykułu jest porównanie sum rocznych opadów zasilających duży poligon badawczy i małe zbiorniki wodne w obrębie tego poligonu, obliczonych metodą Thiessena (wieloboków równego opadu) i metodą krigingu zwykłego . W analizie tej uwzględniono sumy opadów w roku suchym, w roku przeciętnym i roku wilgotnym.

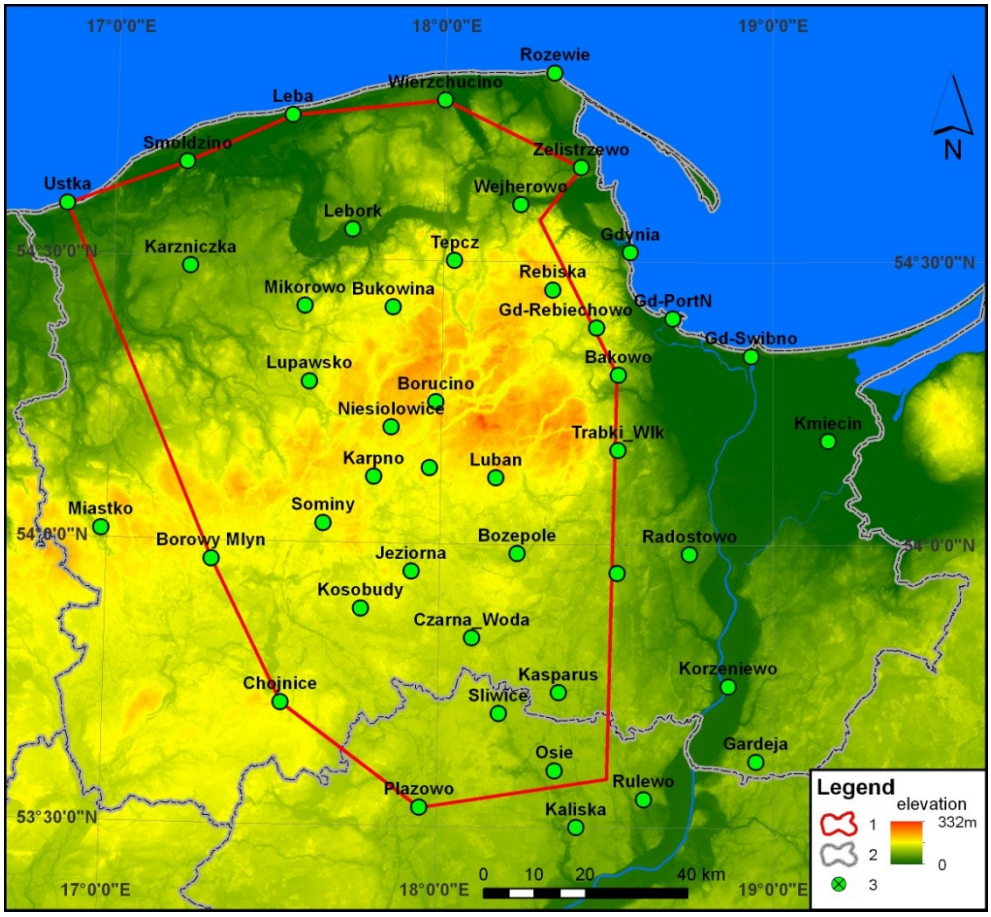
Metoda Thiessena (1911), nazywana też metodą wieloboków (poligonów) równego opadu jest tradycyjną metodą wyznaczania sumy opadów na obszarze bez kontroli hydrometeorologicznej. W metodzie tej punktowa wartość sumy opadów jest przenoszona na zdefiniowaną powierzchnię – wielobok równego opadu (m.in. Kossowska-Cezak, Bajkiewicz-Grabowska, 2008).

Nowoczesne metody analizy przestrzennej GIS umożliwiają zaś przedstawianie zjawisk zmieniających się przestrzennie w sposób ciągły, gdzie każdemu punktowi w przestrzeni przypisywana jest interpolowana wartość danego zjawiska (opadu). Spośród dostępnych metod interpolacyjnych dla danych przestrzennych została wybrana metoda krigingu zwykłego (OK). Metoda ta bazuje na założeniu, że im bliżej siebie położone są punkty pomiarowe, tym bardziej podobne powinny być przeprowadzone na

nich obserwacje, a nieznane wartości są szacowane za pomocą ważonej liniowej kombinacji wartości w punktach znanych (Magnuszewski, 1999). Zastosowanie technologii GIS w obu metodach, umożliwia w krótkim czasie wygenerowanie mapy rastrowej o dużej rozdzielczości. To z kolei umożliwia wyselekcjonowanie dużej liczby komórek rastrowych (piksel, grid).

Metody

Obszarem badań jest fragment Pomorza Gdańskiego (rys. 1) zajmujący powierzchnię 10 500 km^2. Na obszarze tym zidentyfikowano wszystkie bezodpływowe zbiorniki o powierzchni poniżej 5 ha zaznaczone na podkładach map topograficznych w skali 1 : 25 000, łącznie ponad 21 000 obiektów.



Rys. 1. Obszar badań i rozmieszczenie posterunków opadowych sieci IMGW-PIB

Fig. 1. The study area and the distribution of the IMGW-PIB network precipitation gauging stations

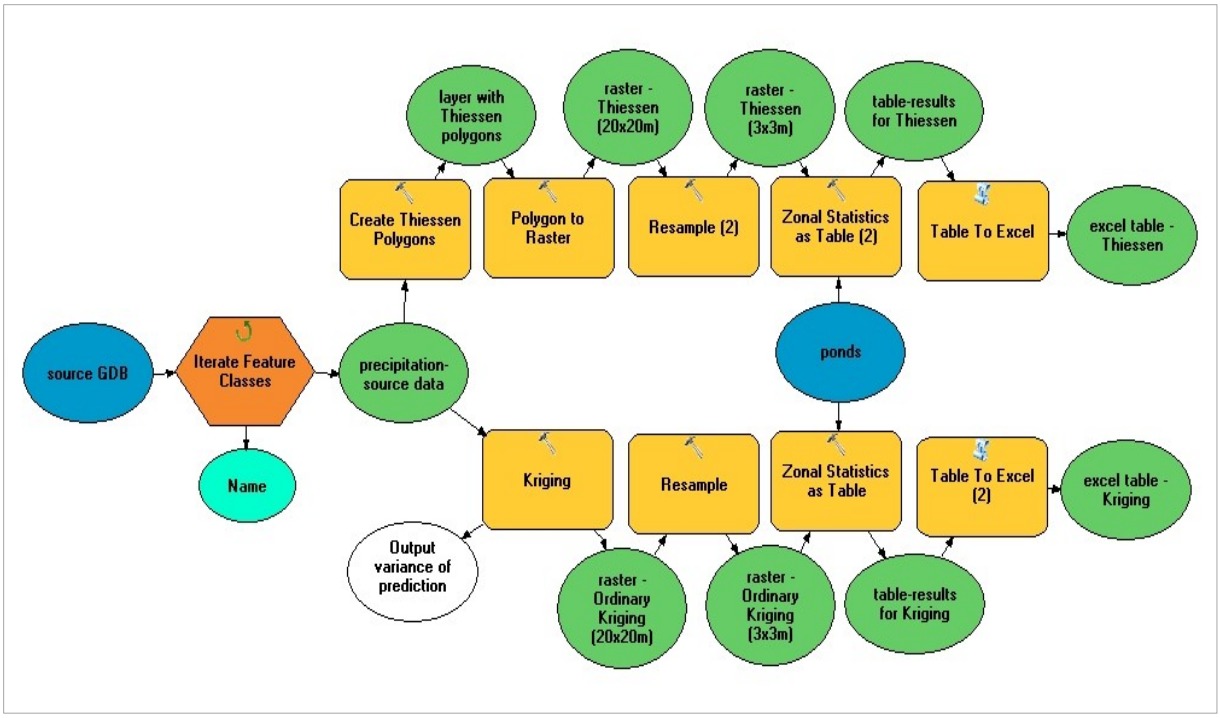
1 - granica poligonu badawczego, 2 - granica województw, 3 - posterunki opadowe

1 - study area boundaries, 2 - the border between the provinces, 3 - precipitation gauging stations

Dla poligonu badawczego (który podzielono na piksele o rozmiarze 3 x 3 m) i dla każdego z oczek, zostały obliczone sumy roczne opadów w roku suchym, przeciętnym i wilgotnym dwoma metodami – metodą Thiessena i krigingu zwykłego.

Dane o opadach uzyskano z posterunków opadowych należących do sieci pomiarowej IMGW-PIB. W obrębie tego poligonu i w jego bezpośrednim sąsiedztwie zlokalizowano 44 takie posterunki (rys. 1). Z IMGW-PIB dla każdego z tych posterunków otrzymano dobowe sumy opadów z lat 1970-2012. Na ich podstawie obliczono dla każdego posterunku opadowego roczną sumę opadów dla każdego roku tego wielolecia i średni roczny opad z wielolecia. Następnie, korzystając z klasyfikacji Kaczorowskiej (1962) określono charakter wilgotnościowy każdego roku z okresu 1970-2012. Ze zbioru tego wybrano rok suchy (S), rok wilgotny (W) i rok przeciętny (normalny, N). Za rok suchy i wilgotny został uznany ten, w którym zgodnie z klasyfikacją Kaczorowskiej odnotowano największą liczebność stacji spełniających kryteria roku skrajnie suchego, bardzo suchego i suchego oraz skrajnie wilgotnego, bardzo wilgotnego i wilgotnego. W rezultacie za suchy uznano rok 1982, za wilgotny 1970 a za przeciętny 2009. Końcowa liczba posterunków opadowych, na podstawie których dokonano analiz interpolacyjnych, wyniosła 35 (rok suchy i wilgotny) i 42 (rok przeciętny).

Interpolację przestrzenną obliczania sumy rocznej opadów metodą Thiessena i krigingu zwykłego przeprowadzono za pomocą oprogramowania ArcGis 10.2.2. W celu zautomatyzowania przeprowadzonych interpolacji i czynności mających na celu uzyskanie informacji o warstwie opadu na daną powierzchnię (poligon badawczy, oczko) wykorzystano aplikację do programu ArcMap, jaką jest ModelBuilder. Zautomatyzowanie interpolacji zostało wykonane według schematu przedstawionego na rys. 2. Interpolacja została dokonana z dokładnością 20 m (piksel o rozmiarach 20×20m), a następnie z uwagi na to, że oczka często są obiektami o bardzo małych powierzchniach, dokonano zwiększenia rozdzielczości otrzymanych rastrów (tzw. resampling) do 3 m (piksele 3×3m). W wyniku przeprowadzonych analiz przestrzennych otrzymano roczne sumy opadów dla każdego oczka i całego poligonu badawczego w roku suchym, wilgotnym i przeciętnym. Wykorzystując program Statistica v.5.1 oraz Microsoft Excel 2007, uzyskane dane zostały poddane analizie statystycznej.



Rys. 2. Schemat/model automatyzacji interpolacji za pomocą aplikacji ModelBuilder

Fig. 2. A diagram/model of interpolation automation using ModelBuilder application

Do analizy rozkładu rocznych sum opadów zasilających oczka Pomorza Gdańskiego w latach charakterystycznych (suchy, przeciętny, wilgotny) przyjęto 11 przedziałów uwzględniających wartości elementów każdego ze zbiorów. W roku suchym przedziały miały rozpiętość 25 mm, w roku przeciętnym 60 mm, a w roku wilgotnym 50 mm.

Wyniki

Roczne sumy opadów dla lat charakterystycznych trafiające na powierzchnię całego poligonu badawczego (średni opad ze wszystkich pikseli 3x3 m) obliczone metodą Thiessena i metodą krigingu niewiele się różnią.

Różnice zaczynają być widoczne, gdy obliczamy roczne sumy opadów dla oczek. Dla każdego z 21 257 oczek suma ta jest średnią z wszystkich pikseli wchodzących w obręb danego oczka. Uzyskano zatem dla 21 257 oczek sumy roczne opadów dla lat charakterystycznych (suchy, przeciętny, wilgotny), obliczone dwoma metodami. Na podstawie tych danych, które potraktowano jako zbiory dla każdego z 3 lat charakterystycznych, obliczono opad średni, środkowy, modalny, kwartyle (maksimum i minimum) i odchylenie standardowe (tab. 1, rys. 3).

Roczna suma opadów w roku przeciętnym zasilająca przeciętne oczko badanej zbiorowości na Pomorzu Gdańskim obliczona metodą Thiessena jest o 1,3 mm wyższa od sumy obliczonej metodą krigingu zwykłego. W roku suchym różnica ta na korzyść metody Thiessena wynosi 5,8 mm, a w roku wilgotnym 1,0 mm na korzyść metody krigingu.

Tab. 1. Roczne charakterystyki opadów zasilające 21 257 oczek Pomorza Gdańskiego

Table 1. The annual characteristics of precipitation recharging 21,257 ponds of Gdańsk Pomerania

Rok	Metoda	Parametry					
		P_{av}	$P_{50\%}$	P_{dom}	P_{min}	P_{max}	δ
		[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	
S	Thiessen	408,7	442,9	483,0	245,8	495,7	65,1
1982	Kriging	402,9	415,3	393,8	297,9	462,2	37,5
N	Thiessen	660,6	635,3	617,5	302,3	872,1	90,4
2009	Kriging	659,3	640,6	534,5	516,6	789,9	67,1
W	Thiessen	870,0	860,7	983,5	627,9	1103,0	103,6
1970	Kriging	871,0	848,6	814,5	776,9	959,1	38,9

P_{av} - roczny opad na oczko, $P_{50\%}$ - roczny opad zasilający 50% oczek badanej zbiorowości, P_{dom} - roczny opad najczęściej zasilający oczka badanej zbiorowości, P_{min} - najniższa roczna suma opadu na oczko, P_{max} - najwyższa roczna suma opadu na oczko, δ - odchylenie standardowe

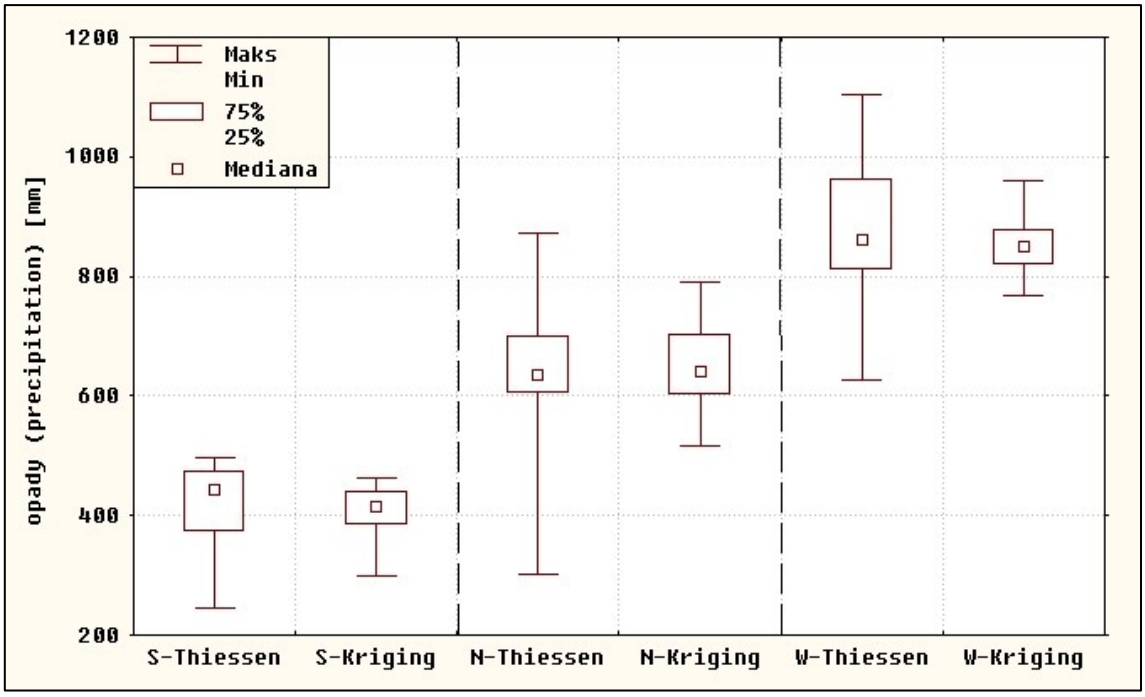
P_{av} - the average annual precipitation per pond, $P_{50\%}$ - annual precipitation that recharges 50% of the ponds under study, P_{dom} - annual precipitation that most commonly recharges the ponds under study, P_{min} - the lowest annual precipitation per pond, P_{max} - the highest annual precipitation per pond, δ - standard deviation

Roczny opad zasilający połowę oczek badanej zbiorowości Pomorza Gdańskiego obliczony metodą wieloboków Thiessena jest wyższy od rocznej sumy opadów zasilających przeciętne oczko tego regionu (tab. 1). Suma opadów w roku przeciętnym i roku wilgotnym, która trafia do połowy zbiorowości badanych oczek jest niższa od wartości średniej. Taki sam związek zachodzi w przypadku wyników otrzymywanych metodą krigingu.

Roczny opad trafiający do połowy oczek badanej zbiorowości obliczony metodą Thiessena jest niższy (o 5,3 mm) w roku przeciętnym oraz wyższy

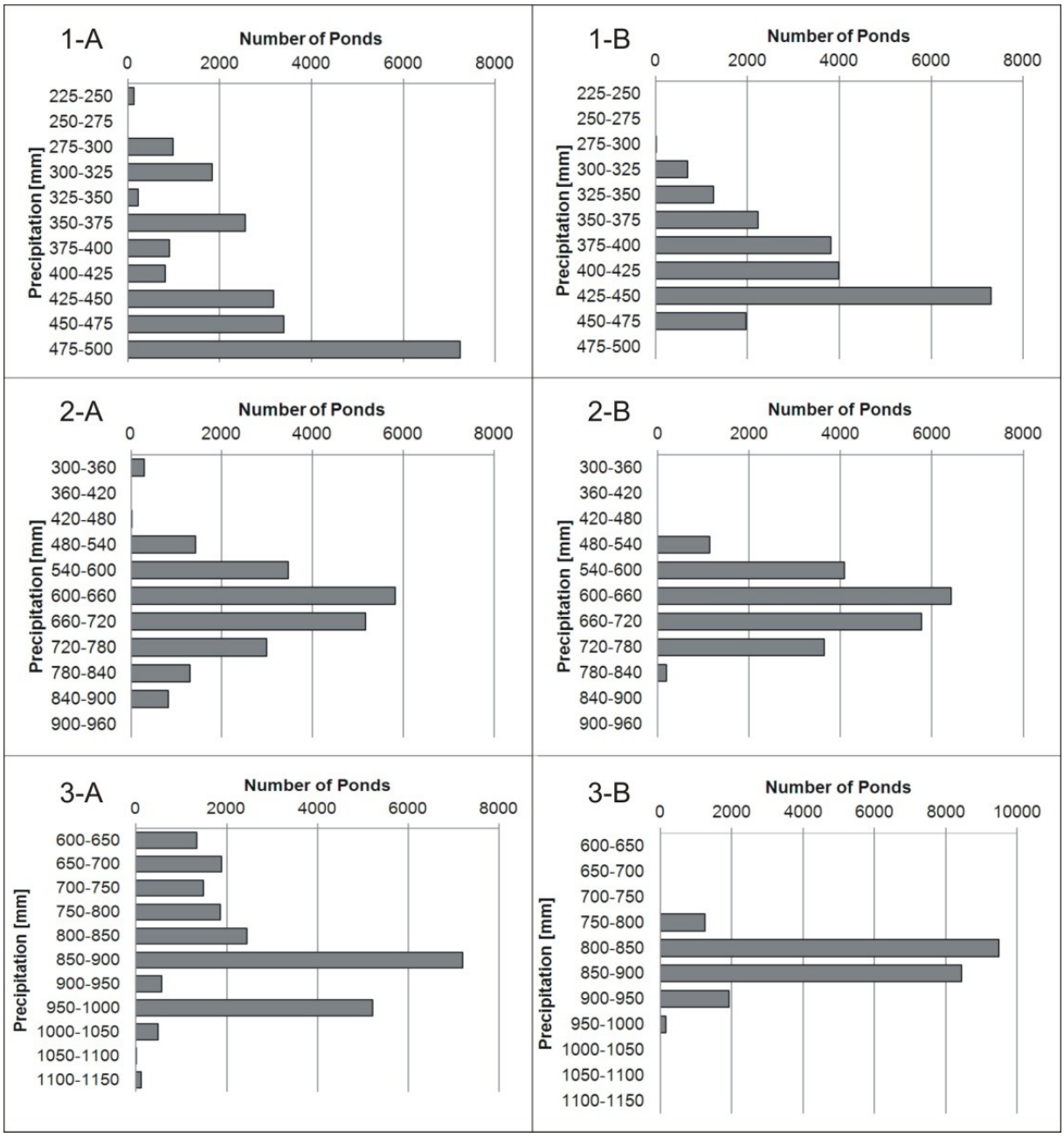
w roku suchym (o 27,6 mm) i wilgotnym (o 12,1 mm) od rocznego opadu dla tej zbiorowości obliczonego metodą krigingu (tab. 1).

Suma roczna opadu zasilająca najczęściej (moda) oczka badanej zbiorowości na Pomorzu Gdańskim obliczona metodą Thiessena jest wyższa od sumy rocznej opadów na przeciętne oczko w roku suchym i wilgotnym. W latach tych jest także wyższa od sumy rocznej opadu zasilającego 50% oczek badanej zbiorowości. W roku przeciętnym suma rocznego opadu najczęściej zasilająca badaną zbiorowość oczek jest niższa od sumy rocznej opadów na przeciętne oczko i sumy rocznej opadów trafiających do połowy oczek badanej zbiorowości. Opad najczęściej zasilający oczka na Pomorzu Gdańskim obliczony metodą krigingu jest w każdym roku charakterystycznym ze względu na sumę roczną opadów niższy od rocznego opadu zasilającego połowę oczek badanej zbiorowości i niższy od sumy rocznej opadów zasilającego przeciętne oczko na Pomorzu Gdańskim.



Rys. 3. Zmienność sum rocznych opadów na oczko oraz opad najczęściej występujący w latach charakterystycznych (S-suchy; W-wilgotny, N-przeciętny) na obszarze Pomorza Gdańskiego

Fig. 3. The variability of the total annual precipitation per pond and the precipitation most commonly occurring in characteristic years (S – dry, W – wet, N – average) in Gdańsk Pomerania



Rys. 4. Rozkład rocznych sum opadów zasilających oczka na obszarze Pomorza Gdańskiego

Fig. 4. The distribution of annual total precipitation recharging ponds in Gdańsk Pomerania

1 - rok suchy, 2 - rok przeciętny, 3 - rok wilgotny, A - metoda Thiessena, B - metoda krigingu zwykłego

1 - a dry year, 2 - an average year, 3 - a wet year; A - Thiessen method, B - ordinary kriging

Najniższa roczna suma opadów zasilająca oczka na Pomorzu Gdańskim obliczona metodą Thiessena jest zawsze niższa od analogicznego opadu obliczonego metodą krigingu (tab. 1, rys. 3). Najmniejsza różnica pomiędzy obliczoną obiema metodami najniższą roczną sumą opadów wystąpiła w roku suchym (52,1 mm), a największa (214,3 mm) w roku przeciętnym. W roku wilgotnym różnica ta wyniosła 139,0 mm.

Najwyższa roczna suma opadów zasilająca oczka na Pomorzu Gdańskim obliczona metodą Thiessena ma zawsze wyższe wartości niż najwyższa roczna suma opadów obliczona metodą krigingu (rys. 3). W roku suchym różnica pomiędzy tą charakterystyką obliczoną metodą wieloboków Thiessena i metodą krigingu wyniosła 33,5 mm, w roku przeciętnym 82,2 mm, a w roku wilgotnym 143,9 mm.

Miarą zmienności rocznych sum opadów jest odchylenie standardowe. Wartości obliczonego odchylenia standardowego wskazują, że wraz ze wzrostem sumy rocznej opadów obliczonej metodą Thiessena rośnie zakres jej zmienności (tab. 1). Natomiast w przypadku metody krigingu w roku suchym i wilgotnym zakres zmienności sum opadów jest mniejszy niż w roku przeciętnym. Wartości sum rocznych opadów obliczone metodą krigingu są mniej zmienne (zbliżone do średniej) niż te obliczone metodą Thiessena.

Tendencję tę potwierdza zmienność sum opadów w latach charakterystycznych (rys. 3). Sumy roczne opadów najczęściej występujących (2. i 3. kwartyl) mają znacznie większą zmienność w przypadku zastosowania do ich obliczenia metody Thiessena niż metody krigingu. Wyjątkiem jest jedynie rok przeciętny, w którym ten zakres jest zbliżony.

Rozkład średnich rocznych sum opadów obliczonych obiema metodami (rys. 4) wskazuje, że średnie roczne opady zasilające oczka na Pomorzu Gdańskim mają rozkład jednomodalny, w przypadku zastosowania do ich obliczenia metody krigingu i dimodalny lub wielomodalny gdy zostanie zastosowana metoda Thiessena.

Podsumowanie

Metoda Thiessena i metoda krigingu daje bardzo zbliżone wartości średnich sum rocznych opadów dla obszaru Pomorza Gdańskiego. Obliczone różnice sięgają zaledwie kilku milimetrów na powierzchni około 10 500 km^2. Natomiast przy przenoszeniu informacji na jednostkę odniesienia o niewielkiej powierzchni (oczko) lub punkt, metodą dokładniejszą jest metoda krigingu. Metoda Thiessena może zawyżać lub zaniżać średnie sumy roczne opadów, zaniżać najniższe i zawyżać najwyższe opady zależnie od charakterystyki wilgotnościowej roku,. Największe różnice wartości sum rocznych opadów pomiędzy metodą Thiessena a metodą krigingu stwierdzono w roku przeciętnym, a najmniejsze w roku suchym.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., Borowiak D., Tórz A., Nędzarek A., Markowski M., Grabowska B., Trusewicz Z., Fabich A., 2012, *Weryfikacja wyznaczania silnie zmiennych części wód jeziornych wraz ze szczegółowym uzasadnieniem*, RZGW, Szczecin, 219 s.

Bajkiewicz-Grabowska E., Golus W., 2009; *Organizacja sieci hydrograficznej w zlewni pojeziernej przy różnym stanie jej retencji.* [w:] Bogdanowicz R., Fac-Beneda J. (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych,* Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 159-168.

Golus W., 2014, *Obieg materii w małych zbiornikach pojeziernych*, maszynopis w zbiorach Katedry Limnologii UG, 304 s.

Goovaerts P., 2000, *Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall*, Journal of Hydrology, 228, p. 113-129.

Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim.* Prace Geograficzne IG PAN, 33, Warszawa, 112 s.

Kossowska-Cezak U., Bajkiewicz-Grabowska E., 2008, *Podstawy hydrometeorologii*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, ss. 254.

Magnuszewski A., 1999, *GIS w geografii fizycznej*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 187 s.

Szcześniak M., 2013, *Wpływ metod opracowania wejściowych danych meteorologicznych na symulacje przepływów w zlewni Pilicy z wykorzystaniem modelu SWAT.* Praca magisterska, rękopis w Katedrze Limnologii UG, Warszawa, 82 s.

Szymkiewicz R., Gąsiorowski D., 2010, *Podstawy hydrologii dynamicznej.* Wyd. Naukowo-Techniczne, Warszawa, 290 s.

Thiessen A. H., 1911, *Precipitation averages for large areas.* Monthly Weather Review, 39 (7), p. 1082-1084.

Van Der Heijden S., Haberlandt U., 2010, *Influence of spatial interpolation methods for climate variables on the simulation of discharge and nitrate fate with SWAT.* Advances in Geosciences 27, p. 91-98.

Zhang X., Srinivasan R., 2009, *GIS-based Spatial Precipitation Estimation: A Comparison of Geostatistical Approaches,* Journal of the American Water Resources Association 45 (4), p. 894-906.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

MARSZELEWSKI WŁODZIMIERZ (1), GORĄCZKO MARCIN (2),
KUBIAK-WÓJCICKA KATARZYNA (1)

(1) Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Nauk o Ziemi,
Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej
(2) Uniwersytet Technologiczno-Przyrodniczy w Bydgoszczy, Wydział Budownictwa,
Architektury i Inżynierii Środowiska, Katedra Ekoinżynierii i Fizykochemii Środowiska

AKTUALNE I PRZYSZŁE POTRZEBY MONITOROWANIA HYDROLOGICZNEGO WISŁY NA ODCINKU KUJAWSKO-POMORSKIM

CURRENT AND FUTURE NEEDS OF HYDROLOGICAL MONITORING OF THE VISTULA IN THE KUYAVIAN-POMERANIAN REGION

Streszczenie: W artykule zwrócono uwagę na potrzebę rozszerzenia zakresu badań hydrologicznych rzeki Wisły w granicach województwa kujawsko-pomorskiego z zastosowaniem nowoczesnej aparatury. Głównymi tego powodami są: zmniejszanie się liczby stacji obserwacyjnych państwowej służby hydrologicznej; wzrost liczby przypadków ekstremalnych sytuacji hydrologicznych w okresie od lat 80. XX wieku; plany przywrócenia rzece Wiśle funkcji ważnej drogi wodnej o znaczeniu międzynarodowym; wzrost zapotrzebowania na bieżące informacje hydrologiczne (wraz z prognozą) m.in. w związku z intensywnym rozwojem urbanizacji. Ponadto omówiono próby utworzenia nowych sieci monitoringu hydrologicznego i meteorologicznego (z zastosowaniem nowoczesnej aparatury) przez instytucje nie związane z prowadzeniem badań naukowych.

Abstract. The paper turns attention to the need of extension of hydrological studies with use of modern equipment of the Vistula in the Kuyavian-Pomeranian region. The main reasons for the need are: decreasing number of observation posts of governmental hydrological service; increased number of extreme hydrological phenomena in the last 30 years; the plans to bring the Vistula back to its role of an important international water way; increased request for current hydrological data (together with the forecast) related to, among others, intense urbanization development. Moreover, the paper discusses attempts to create new hydrological and meteorological monitoring networks (with use of modern gear) by agencies not related to scientific studies.

Słowa kluczowe: monitoring hydrologiczny, nowoczesne metody, Dolna Wisła
Key words: hydrological monitoring, modern methods, Lower Vistula River

Wprowadzenie

Rzeka Wisła zaliczana jest do najbardziej efektywnie oddziałujących czynników miastotwórczych. W średniowieczu w dolinie dolnej Wisły ulokowano szereg miast na przyległych do niej skrajach Kujaw, Ziemi Dobrzyńskiej i Chełmińskiej oraz Pomorza. Przez wieki głównym źródłem dochodów ich mieszkańców była obsługa wymiany handlowej odbywającej się wzdłuż Wisły. Współcześnie miasta te reprezentują jednostki osadnicze o bardzo zróżnicowanej wielkości, od miasteczek nieznacznie wykraczających poza swój pierwotny obszar wpływów (m.in. Nieszawa, Dobrzyń i Nowe), przez miasta o średniej wielkości (Solec Kujawski, Ciechocinek, Chełmno i Świecie), aż do głównych miast regionu kujawsko-pomorskiego: Bydgoszczy (od 1973 r. po przyłączeniu Fordonu), Torunia, Włocławka i Grudziądza. W ostatnich latach coraz częściej podkreśla się potencjalnie duże znaczenie Wisły dla rozwoju społeczno-gospodarczego tego regionu. Dowodem na to jest m.in. inwestowanie w rozwój dróg wodnych, turystyki wodnej i hydroenergetyki. Jednocześnie coraz częściej stwierdza się, że realizowany dotychczas kierunek zagospodarowania doliny Wisły w istotny sposób przyczynił się do wzrostu potencjalnych strat w przypadku wystąpienia powodzi, także ze względu na obecność w regionie największego w Polsce zbiornika zaporowego. Obszary położone wzdłuż Wisły oraz jej głównych dopływów, a często dotyczy to obwałowanych fragmentów pierwotnych łożysk rzek, są od kilkunastu lat systematycznie zasiedlane przez ludność miast migrującą na tereny podmiejskie. W tej sytuacji w interesie mieszkańców regionu jest zachowanie zdolności do prawidłowej oceny i prognozowania wielkości zasobów wodnych Wisły. Niestety coraz częściej okazuje się, że nie mogą być one formułowane na podstawie danych historycznych i opracowane na ich bazie wnioski. Badania przeprowadzone w ostatnich latach dla wybranych profili Wisły kujawsko-pomorskiej wskazują, że prawdopodobnie na całym jej odcinku mamy do czynienia ze zjawiskami hydrologicznymi, które w istotnym stopniu odbiegają od typowych, obserwowanych wcześniej. Zauważono, że zmianom uległy następujące parametry: częstość, terminy i czas trwania wezbrań, niżówek i zjawisk lodowych. Aktualnie trudno jest jeszcze jednoznacznie określić, na

ile zmiany te są skutkiem ingerencji człowieka, a w jakiej części odpowiadają za nie fluktuacje klimatyczne. Nie zmienia to faktu, iż mogą one świadczyć o zarysowujących się nowych tendencjach w kształtowaniu się ustroju hydrologicznego rzeki. Z tych też powodów wymagają one szczegółowego i systematycznego rozpoznania przy zastosowaniu nowoczesnych metod badawczych.

Cel, zakres i metody pracy

Głównym celem niniejszego artykułu jest przedstawienie aktualnych potrzeb monitorowania hydrologicznego Wisły na obszarze województwa kujawsko-pomorskiego z zastosowaniem najnowszych technik pomiarowych. Krótkie tego uzasadnienie przedstawiono w formie analizy historycznych i współczesnych danych hydrologicznych z XX i XXI wieku. Praca ma charakter informacyjny i zwiera propozycję zastosowania nowoczesnych rozwiązań w badaniach hydrologicznych w regionie kujawsko-pomorskim.

Głównym obiektem zainteresowania jest rzeka Wisła w granicach województwa kujawsko-pomorskiego o długości 205 km. Z punktu widzenia geograficznego stanowi ona oś hydrograficzną regionu, wzdłuż której położone są największe miasta. Na podstawie zebranych opracowań i publikacji porównano przebieg stanów wody, na posterunkach wodowskazowych w Toruniu i Fordonie. Porównaniu podlegały takie elementy jak liczba dni w roku ze stanami niżówkowymi, niskie roczne stany wody i wysokość kulminacji rocznej w latach 1951-2010.

Obserwacje hydrologiczne Wisły ze szczególnym uwzględnieniem odcinka kujawsko-pomorskiego

Wisła od wieków była obiektem zainteresowań hydrologicznych. Początkowo prowadzone były tylko obserwacje stanów wody w rzece, a dopiero później uzupełniano je o przepływy, obserwacje zjawisk lodowych, transport rumowiska i temperaturę wody. Najwcześniej, już w drugiej połowie XVIII wieku, systematyczne obserwacje stanów wody Wisły zaczęto prowadzić na posterunku w Toruniu. Należą one do najstarszych

udokumentowanych obserwacji hydrologicznych w Europie (Mikulski, 1965; Makowski, Tomczak, 2002). Na początku XIX wieku zwiększono liczbę posterunków wodowskazowych na dolnym odcinku Wisły. W 1810 r. rozpoczęto obserwacje w Chełmnie i Grudziądzu, natomiast w Toruniu zainstalowano w 1817 r. nowy wodowskaz. Kolejne wodowskazy uruchomiono dopiero w latach siedemdziesiątych XIX wieku: w Fordonie (1873 r.) oraz we Włocławku (1876 r.). Najpóźniej uruchomiono wodowskaz w Solcu Kujawskim (1895 r.), Nieszawie (1901 r.) i w Silnie (1905 r.) (Makowski, Tomczak, 2002).

Należy zwrócić uwagę, że od 1919 r. ówczesna Państwowa Służba Hydrograficzna, oprócz prowadzenia obserwacji wodowskazowych, rozpoczęła także publikowanie ich wyników (Makowski, Tomczak, 2002). A zatem w połowie XX wieku systematyczne obserwacje hydrologiczne prowadzone były na 8. posterunkach wodowskazowych tj. we Włocławku, Nieszawie, Silnie, Toruniu, Solcu Kujawskim, Fordonie, Chełmnie i Grudziądzu. W późniejszym okresie (po 1961 r.) zrezygnowano z prowadzenia obserwacji wodowskazowych w Nieszawie, a od 1984 r. także w Solcu Kujawskim i Silnie. Dane z posterunków wodowskazowych były regularnie publikowane w wersji analogowej w Rocznikach Hydrologicznych dorzecza Wisły. Od 1984 r. zaprzestano publikacji danych w rocznikach, a dostęp do nich możliwy był wyłącznie za odpłatnością. Skutkowało to znacznym zmniejszeniem badań i publikacji naukowych. W efekcie okres od lat 80. XX wieku do chwili obecnej, za wyjątkiem zdarzeń ekstremalnych o zasięgu krajowym, takich jak powodzie w 1997 (Grela i in., 1999) i 2010 r. (Maciejewski i in., 2011), należy do najsłabiej rozpoznanych w historii pomiarów hydrologicznych prowadzonych m.in. w dorzeczu dolnej Wisły. W ostatnich latach, dzięki podpisanym umowom o współpracy naukowej, dydaktycznej i organizacyjnej pomiędzy IMGW-PIB a głównymi jednostkami akademickimi w regionie, pracownicy jednostek naukowych ponownie uzyskali dostęp do materiałów źródłowych państwowej służby hydrologiczno-meteorologicznej. Należy się więc spodziewać, że powstała po 1983 r. luka informacyjna będzie w ciągu najbliższych lat stopniowo uzupełniana. Niestety, w międzyczasie zmniejszyła się drastycznie liczba kontrolowanych przekrojów hydrometrycznych. O ile w XX wieku na dolnej

Wiśle w granicach obecnego województwa kujawsko-pomorskiego oraz na ujściowych odcinkach jej bezpośrednich dopływów, obserwacje stanów wody prowadzono na ponad 20 posterunkach (w tym w ośmiu przypadkach na samej Wiśle), to obecnie ich liczba jest o ponad połowę mniejsza. Co więcej, „uwolnienie" danych przez IMGW-PIB następuje w zupełnie nowych realiach społeczno-gospodarczych i technologicznych, w których Instytut ten nie jest już jedynym źródłem informacji z zakresu hydrologii.

Współczesne metody obserwacji hydrologicznych

Współczesna aparatura badawczo-pomiarowa posiada szereg cech odmiennych od klasycznych przyrządów powszechnie stosowanych w monitorowaniu hydrologiczno-meteorologicznym jeszcze pod koniec XX wieku. Zaliczyć do nich można przede wszystkim: pełną automatyzację pomiaru lub sprowadzenie czynności manualnych do niezbędnego minimum, zwiększenie częstotliwości pomiarów, zdalną transmisję uzyskiwanych wyników, cyfrową archiwizację danych oraz możliwość prawie natychmiastowej ich wizualizacji i publikacji. W chwili obecnej nie tylko IMGW-PIB korzysta ze specjalistycznego sprzętu pomiarowego. Można podać przykłady podmiotów instytucjonalnych niezwiązanych bezpośrednio z hydrometrią, ale inwestujących w aparaturę pomiarową. Jednym z nich są Miejskie Wodociągi i Kanalizacja w Bydgoszczy. Warunkiem prawidłowej pracy infrastruktury kanalizacyjnej na terenach o gęstej zabudowie jest szybkie i możliwie precyzyjne prognozowanie jej chwilowego obciążenia, do którego dochodzi na skutek intensywnych opadów. W związku z tym, że na terenie miasta o powierzchni 175 km^2 znajdują się jedynie dwie stacje opadowe IMGW-PIB, przedsiębiorstwo w ramach modernizacji sieci kanalizacyjnej utworzyło własną sieć pomiarową z wykorzystaniem deszczomierzy wagowych. Dzięki temu uzyskiwane są wiarygodne dane o rozmieszczeniu przestrzennym opadów i przede wszystkim dotyczące ich intensywności, wysokości i czasu trwania nawet w przypadku, gdy opad wystąpił w bardzo krótkim czasie. Uzyskane wartości są zdecydowanie bardziej pożądanymi parametrami niż dobowa czy miesięczna suma opadów. Umożliwia to właściwe zaprojektowanie przepustowości urządzeń kanalizacji

deszczowej lub ogólnospławnej. W przypadku źle zaprojektowanej infrastruktury kanalizacyjnej system odprowadzający nadmiar wody jest niewydolny, co najczęściej prowadzi do podtopienia terenu i w konsekwencji do strat gospodarczych. Do modelowania hydrodynamicznego projektowanych systemów kanalizacyjnych niezbędne są hietogramy opadów o rozdzielczości czasowej co najmniej 5 minut (Kotowski i in., 2010). Podobne rozwiązania powinny być podejmowane w innych miastach regionu.

Bydgoszcz jest narażona na powódź nie tylko w obrębie nadwiślańskich dzielnic miasta, ale także na terenach przylegających do Brdy, wzdłuż której powstaje cofka od Wisły. W maju 2010 r. takie zjawisko objęło swoim zasięgiem Brdę na odcinku ponad 12 km od ujścia, aż do śluzy miejskiej w centralnej części miasta. Pod względem zasięgu była ona bardzo zbliżona do cofki wywołanej zatorem na Wiśle w marcu 1947 r. Wówczas jednak stany wody Brdy na odcinku objętym cofką były rejestrowane na siedmiu posterunkach wodowskazowych, a w 2010 r. na żadnym - wszystkie zostały zlikwidowane. Dopiero od 2014 r. staraniem Wydziału Zarządzania Kryzysowego Urzędu Miasta w Bydgoszczy rozpoczęto testowanie radarowego miernika poziomu wody, który zainstalowano na Moście Bernardyńskim. Jest on autonomiczny pod względem zasilania (panel słoneczny) oraz zabezpieczony przed aktami wandalizmu. Prowadzi automatyczny i bezkontaktowy pomiar odległości od zwierciadła wody. Biorąc pod uwagę, że na odcinku Wisły kujawsko-pomorskiej znajduje się dziewięć przepraw mostowych, a na ujściowych odcinkach jej głównych dopływów kolejnych kilkanaście (w tym aż 10 na Brdzie w granicach miasta) można stwierdzić, że na rozpatrywanym obszarze występują korzystne uwarunkowania do rozszerzenia obserwacji hydrologicznych z zastosowaniem nowoczesnych rozwiązań.

Innym rozwiązaniem niezwykle pomocnym w prowadzeniu obserwacji hydrologicznych jest wykonywanie zdjęć lotniczych, których koszt szybko maleje w zależności od przyjętej metody. W czasie powodzi na dolnej Wiśle w 2010 r. na zlecenie jednostek administracji odpowiedzialnych za zarządzenie kryzysowe prowadzono z powietrza obserwacje zasięgu zalewu w dolinie rzeki. Przykładem może być lot wykonany w dniu 25 maja podczas przejścia przez region kujawsko-pomorski fali wezbraniowej o najwyżej od

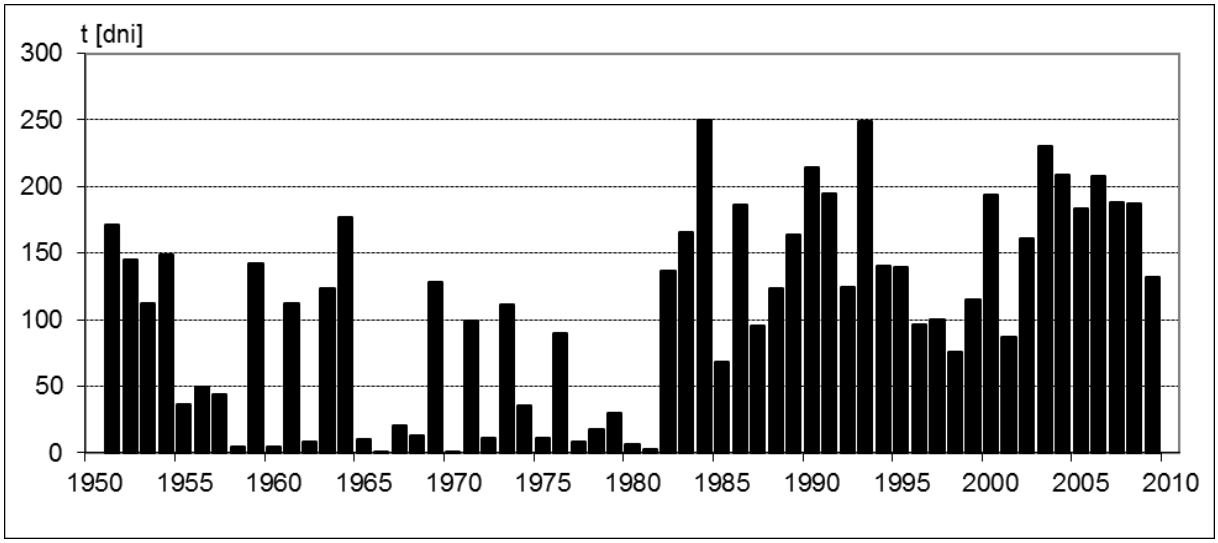
kilkudziesięciu lat kulminacji. W trakcie lotu, trwającego około 4 godzin, sytuację powodziową dokumentowano za pomocą półamatorskiego sprzętu fotograficznego na odcinku od mostu autostradowego w Grudziądzu po zaporę we Włocławku. Łącznie wykonano blisko 400 zdjęć o wartości poglądowej. Klasyczny zwiad lotniczy może być zastąpiony przez drony. Obecnie technologia ta jest w dość ograniczonym stopniu wykorzystywana do celów cywilnych. Ze względu jednak na ogromne możliwości jest tylko kwestią czasu jej powszechne zastosowanie w wielu dziedzinach, także w hydrologii i gospodarce wodnej. Drony są zdalnie sterowane, poruszają się z dużą prędkością, posiadają znaczny zasięg i pułap, pozwalają na rejestrację obrazu także w postaci plików wideo oraz ich bezpośrednią bezprzewodową transmisję do odbiorcy.

Tradycyjna, nadal stosowana, metoda obserwacji i rejestrowania zjawisk lodowych na rzekach, polegająca na ocenie wzrokowej dokonanej przez obserwatora w profilu wodowskazowym, może być subiektywna i niedokładna. Przykładem wykorzystania nowoczesnej technologii do obserwacji zjawisk lodowych jest system monitoringu wizyjnego. Umożliwia on prowadzenie stałego monitoringu w czasie rzeczywistym, w tym zjawisk lodowych, miejsc zatorogennych oraz położenia lodołamaczy podczas akcji lodołamania. Zintegrowanie tego systemu z GeoSMoRP (Geoinformatyczny System Monitoringu Ryzyka Powodziowego) zapewni przesyłanie wizji i sterowanie kamerami za pośrednictwem geoportalu GeoSMoRP. System ten zostanie wdrożony na dolnej Wiśle najprawdopodobniej w 2015 roku.

Obserwacje stanów wody Wisły na posterunkach wodowskazowych w Toruniu i Fordonie

Cechy reżimu Wisły są obecnie najlepiej poznane na odcinku między Toruniem a Bydgoszczą. Jak wynika z analizy przeprowadzonej przez M. Gorączko i in. (2013), spośród 79 stwierdzonych w latach 1951-2010 okresów niżówkowych w rejonie Bydgoszczy (przy stanie wody H niższym od najniższego stanu żeglugowego NHŻ przez więcej niż 20 dni), aż 52 takie przypadki wystąpiły po 1980 r., w tym siedem z dziesięciu trwających najdłużej. Jeszcze bardziej różnice te zaznaczają się w przypadku zestawienia

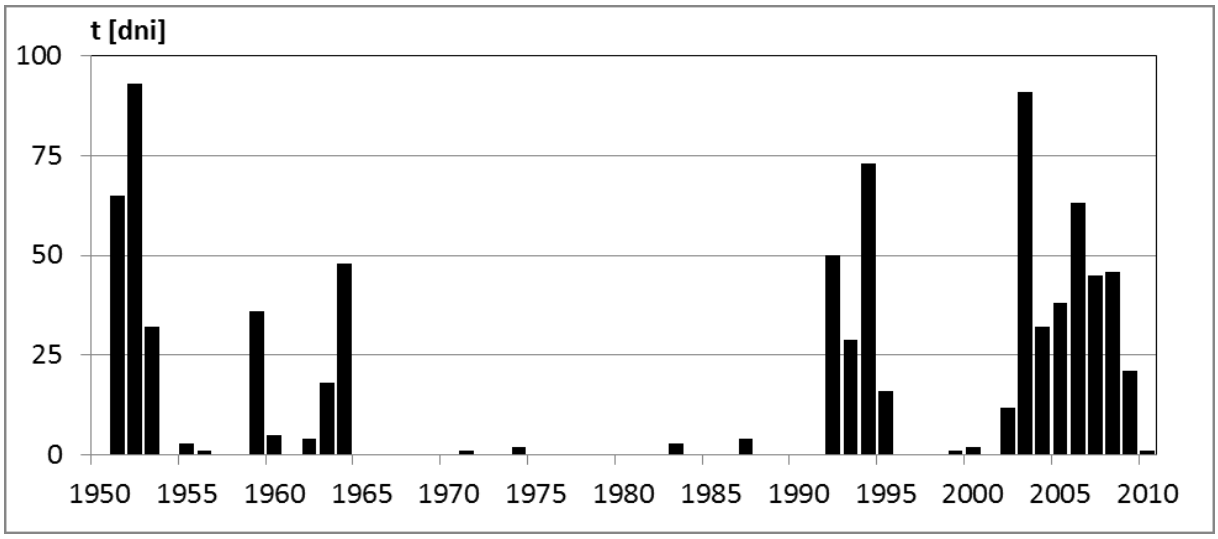
dla poszczególnych lat łącznej liczby dni ze stanem poniżej stanu granicznego 240 cm (rys. 1) oraz niskich stanów wody (rys. 2). Wyraźnie zauważalne jest, iż od początku lat 80. XX wieku zasoby wody w korycie Wisły uległy zmniejszeniu zarówno na posterunku w Fordonie (rys. 3), jak i w Toruniu (rys. 4). Analiza liczby dni z niżówkami w Toruniu (Kubiak-Wójcicka, 2012) wykazała, że w okresie 1951-2010 na Wiśle w Toruniu wystąpiło 835 dni ze stanami wody równymi lub niższymi od stanu średniego niskiego (SNW=179 cm). Łącznie w latach 1951-2010 wystąpiło 29 lat, w których stwierdzono przynajmniej 1 dzień ze stanem wody niższym lub równym 179 cm (rys. 2). Pomimo przyjęcia bardziej rygorystycznego kryterium wyznaczania niżówek okazuje się, że okresy, w których wystąpiła największa liczba dni ze stanami niżówkowymi pokrywają się i są to lata: 1951-1953, 1959-1964, 1993-1995, 2002-2009.



Rys. 1. Liczba dni w roku ze stanem niżówkowym (<240 cm) na Wiśle w Fordonie w latach 1951-2010

Fig. 1. Number of days in a year with low water stages (<240 cm) on the Vistula in Fordon in the period of 1951-2010

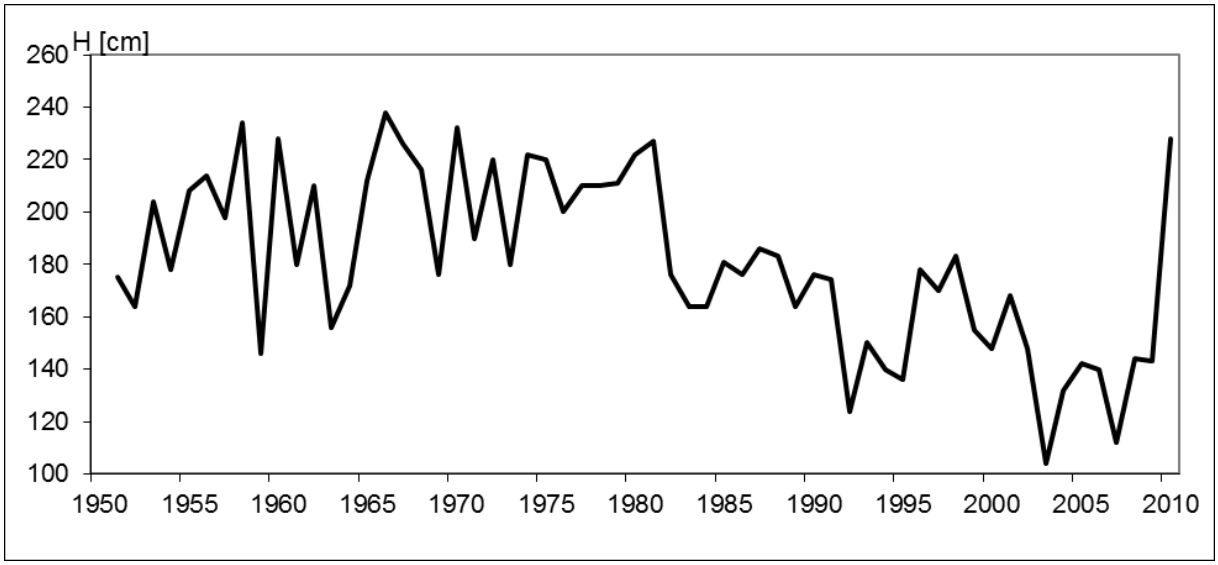
Źródło: Gorączko i in., 2013, zmienione *Source: Gorączko et al., 2013, updated*



Rys. 2. Liczba dni w roku ze stanem niżówkowym (<179 cm) na Wiśle w Toruniu w latach 1951-2010

Fig. 2. Number of days in a year with low water stages (<179 cm) on the Vistula in Torun in the period of 1951-2010

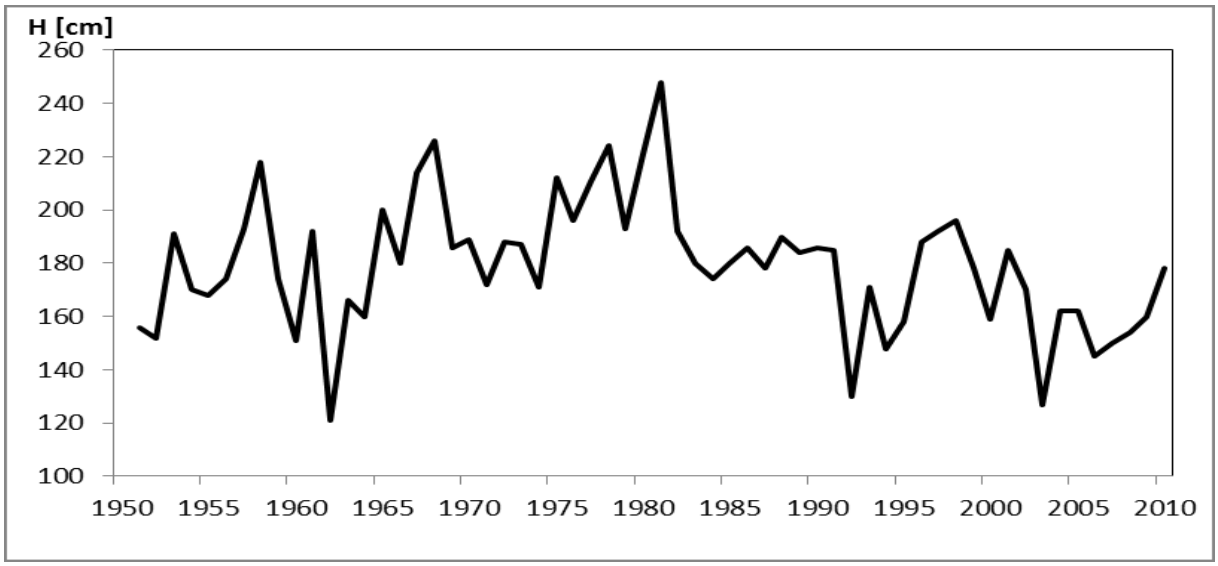
Źródło: Kubiak-Wójcicka, 2012, zmienione *Source: Kubiak-Wójcicka, 2012, updated*



Rys. 3. Niskie roczne stany wody Wisły w Fordonie w latach 1951-2010

Fig. 3. Annual lowest water stages of the Vistula in Fordon in the period of 1951-2010

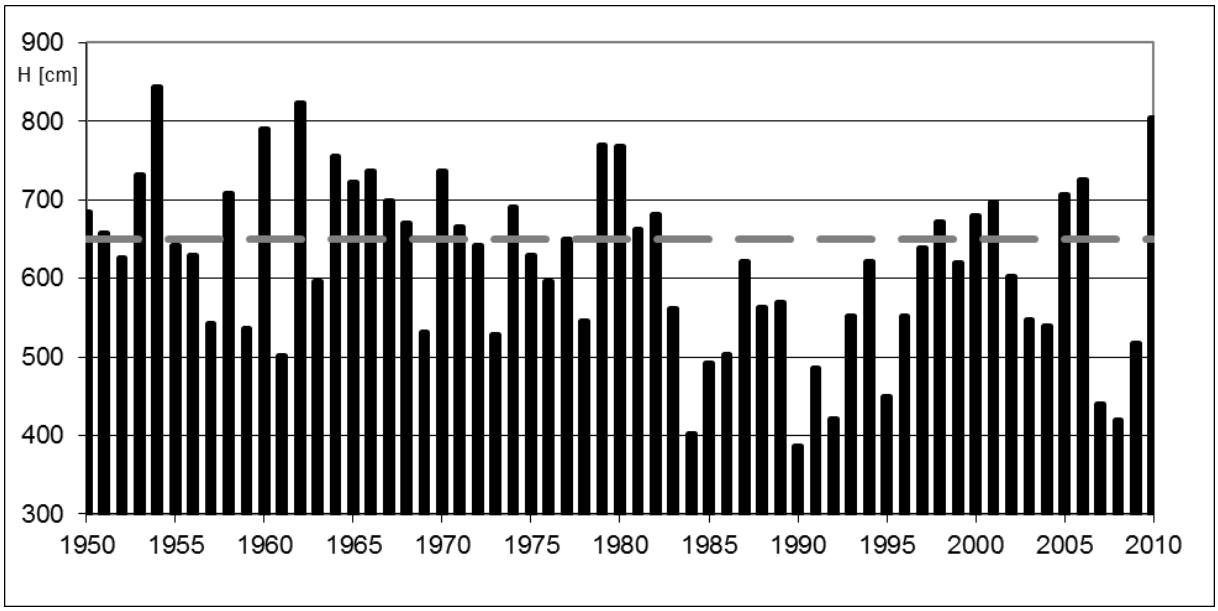
Źródło: Gorączko i in., 2013, zmienione *Source: Gorączko et al., 2013, updated*



Rys. 4. Niskie roczne stany wody Wisły w Toruniu w latach 1951-2010

Fig. 4. Annual lowest water stages on the Vistula in Torun in the period of 1951-2010

Źródło: Kubiak-Wójcicka, 2012, zmienione *Source: Kubiak-Wójcicka, 2012, updated*

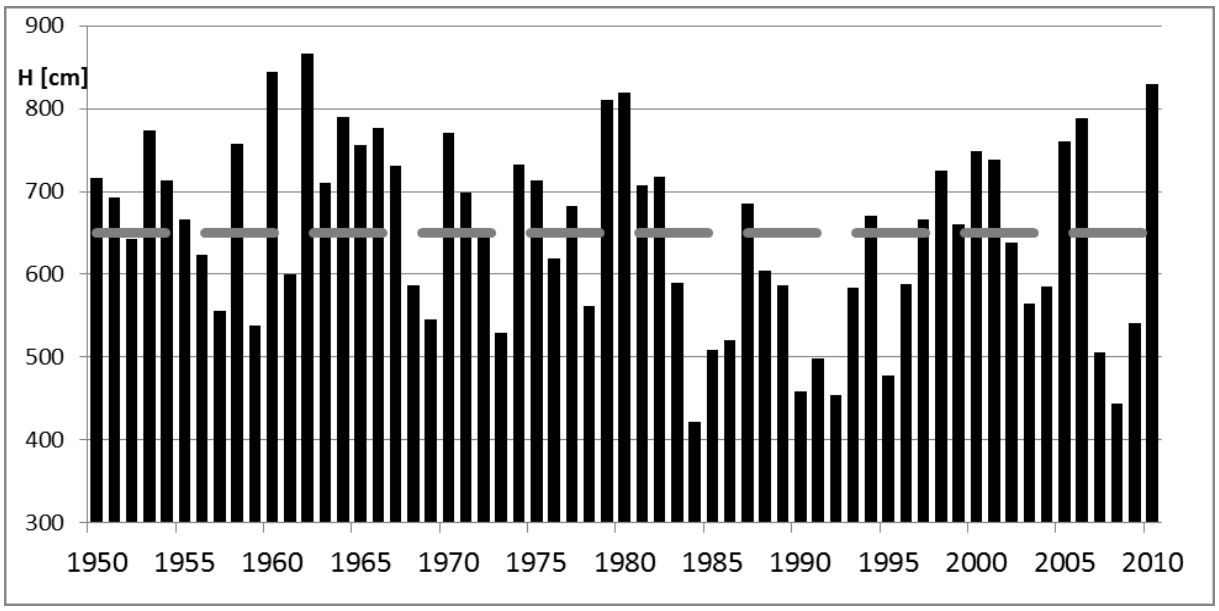


Rys. 5. Zestawienie kulminacji wezbrań na Wiśle w Fordonie na tle stanu alarmowego (650 cm) w latach 1951-2010

Fig. 5. Collection of flood culminations of the Vistula in Fordon against the alarm water stage (650 cm) in the period of 1951-2010

Źródło: Gorączko i in., 2013, zmienione *Source: Gorączko et al., 2013, updated*

Przebieg maksymalnych kulminacji stanów wody Wisły w Fordonie (rys. 5) i Toruniu (rys. 6) w latach 1951-2010 jest podobny. Po 1981 r. wysokość kulminacji jest zdecydowanie niższa niż w latach 1951-1980, a liczba lat z kulminacjami przekraczającymi stan alarmowy w Toruniu (>650 cm) wynosiła 9, natomiast w Fordonie 6.



Rys. 6. Zestawienie kulminacji wezbrań na Wiśle w Toruniu na tle stanu alarmowego (650 cm) w latach 1951-2010

Fig. 6. Collection of flood culminations of the Vistula in Torun against the alarm water stage (650 cm) in the period of 1951-2010

Źródło: Kubiak-Wójcicka, 2014, zmienione *Source: Kubiak-Wójcicka, 2014, updated*

Uwagi końcowe

Dominująca dotychczas pozycja państwowej służby hydrologiczno-meteorologicznej w zakresie gromadzenia, przetwarzania i udostępniania danych z pomiaru i obserwacji hydrologiczno-meteorologicznych, w dobie dynamicznie wprowadzanych nowych metod badawczych w hydrologii, może ulec zmianie na rzecz lokalnych inicjatyw. W tego rodzaju działalności o zasięgu krajowym, ze względu na skalę przedsięwzięcia, nieunikniona jest mała elastyczność decyzyjna z oznakami bezwładności realizacyjnej. Tymczasem projekty regionalne bardziej uwzględniające lokalną specyfikę, lepiej odpowiadają na występujące na danym terenie zapotrzebowanie na

informacje hydrologiczno-meteorologiczne. Nie kwestionując w żaden sposób zasadności utrzymywania ogólnokrajowej sieci obserwacyjno-pomiarowej należy jednak stwierdzić, że oddolne inicjatywy mogą stanowić uzupełnienie podstawowej i stabilnej bazy hydrometrycznej, współpracując z nią na zasadach partnerstwa.

Autorzy stoją na stanowisku, że budowa regionalnego systemu monitorowania, modelowania i prognozowania ekstremalnych zjawisk hydrologicznych na Wiśle kujawsko-pomorskiej, odpowiadającemu specyfice regionu i oczekiwaniom jego mieszkańców w zakresie ochrony przed negatywnymi skutkami zjawisk zachodzących w środowisku wodnym jest w pełni uzasadniona. Funkcjonowanie sytemu powinno pozwalać na kompleksową analizę wielkości zasobów wodnych Wisły wraz z ujściowymi odcinkami jej głównych dopływów oraz określenie dynamiki zmian tych zasobów, poprzez szczegółowe rozpoznanie geometrii łożysk rzecznych, rejestrowanie stanów wody, przepływów oraz zjawisk utrudniających jej odpływ, w tym zatorów lodowych. Celem równorzędnym powinno być przekazywanie on-line wyników bieżącej analizy zainteresowanym sztabom, instytucjom oraz mieszkańcom województwa, umożliwiających sporządzanie prognoz zwłaszcza krótkoterminowych, a przez to stworzenie warunków do podejmowania szybkich i właściwych decyzji podczas nadzwyczajnych sytuacji hydrologiczno-meteorologicznych.

Literatura:

Gorączko M., 2013, *Zmienność przebiegu zjawisk lodowych na Wiśle w rejonie Bydgoszczy*, Przegląd Naukowy Inżynierii Kształtowania Środowiska, 62, s. 382-388.

Gorączko M., Szyplik J., Pasela R., 2013, *Wpływ niżówek na warunki funkcjonowania żeglugi w rejonie Bydgoskiego Węzła Wodnego,* Geography and Tourism, vol. 1, No 1, s. 69-76.

Grela J., Słota H., Zieliński J. (red.), 1999, *Monografia powodzi lipiec 1997. Dorzecze Wisły*, IMGW, Warszawa.

Kotowski A., Kaźmierczak B., Dancewicz A., 2010, *Modelowanie opadów do wymiarowania kanalizacji*, Komitet Inżynierii Lądowej i Wodnej PAN, Warszawa.

Kubiak-Wójcicka K., 2012, *Charakterystyka niżówek na Wiśle w Toruniu* [w:] Marszelewski W. (red.), *Gospodarowanie wodą warunkach zmieniającego się środowiska,* Monografie Komisji Hydrologicznej PTG, t. 1, Toruń, s. 85-94.

Kubiak-Wójcicka K., 2014, Wezbrania na Wiśle w Toruniu w świetle obserwacji historycznych [w:] Ciupa T., Suligowski R. (red.), *Woda w mieście*, Monografie Komisji Hydrologicznej PTG, t. 2, Kielce, s. 127-134.

Maciejewski M., Ostojski M.S., Walczykiewicz T. (red.), 2011, *Monografia powodzi maj czerwiec 2010. Dorzecze Wisły,* IMGW OPIB, Warszawa .

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

Mikulski Z. 1965, *O najstarszych systematycznych obserwacjach wodowskazowych na ziemiach polskich,* Przegląd Geofizyczny, 10, 2.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

PAWŁOWSKI BOGUSŁAW (1), ŁOŚ HELENA (2) (3), OSIŃSKA-SKOTAK KATARZYNA (2)

(1) Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu,
Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej
(2) Politechnika Warszawska, Wydział Geodezji i Kartografii,
Zakład Fotogrametrii, Teledetekcji i SIP
(3) Institut National de la Recherche Scientifique,
Centre Eau, Terre, Environnement, Quebec, Kanada

PRÓBA KLASYFIKACJI TYPÓW POKRYWY LODOWEJ NA DOLNEJ WIŚLE NA PODSTAWIE SATELITARNYCH ZOBRAZOWAŃ RADAROWYCH POD KĄTEM OCENY LODOWEGO WYPEŁNIENIA KORYTA

THE FIRST APPROACH OF ICE FILLING AND RIVER ICE COVER TYPES CLASSIFICATION FOR THE LOWER VISTULA RIVER BASED ON SATELLITE SAR DATA

Streszczenie. Dolna Wisła jest rzeką najbardziej predysponowaną do powstawania zatorów lodowych w Polsce. Szczegółową informację na temat struktury zlodzenia przynoszą pomiary lodowego wypełnienia koryta rzeki w jej przekrojach poprzecznych. Dane te są jednak w swoim zasięgu ograniczone do rejonu profili pomiarowych (Grześ, 1991; Pawłowski, 2011; Pawłowski, Sobota, 2012). Artykuł przedstawia próbę wyróżnienia typów pokrywy lodowej i towarzyszących im struktur lodowego wypełnienia koryta na podstawie danych ze zobrazowań radarowych. Ten typ danych stanowi użyteczne narzędzie dla analizy zlodzenia na długich odcinkach rzek gdzie występuje zagrożenie powodzią zatorową. W analizie wykorzystano dane pochodzące z satelity RADARSAT-2 obejmujące górną części zbiornika włocławskiego (km 628-618). Porównano je, z wynikami odpowiednich pomiarów naziemnych (zima 2014). Wyróżniono trzy typy pokrywy lodowej: gładki lód bez podbitek śryżowych, pokrywę lodową zbudowaną z luźno zmarzniętych form lodu mobilnego, gdzie występują głównie luźne podbitki śryżowe o niewielkiej miąższości (do 1,5-2 m) oraz pokrywę lodową zbudowaną ze stłoczonych form lodu mobilnego (zator), gdzie występuje śryż zwięzły i zbity, często z krami lodowymi i o znacznej miąższości.

Summary. The Lower Vistula River is a river the most predisposed to ice jams occurrence in Poland. Ground measurements of ice filling up in profiles provide precise information about ice phenomena. The information is, however, limited to local area of profile (Grześ, 1991; Pawłowski, 2011; Pawłowski, Sobota, 2012). The paper presents the first approach to discriminate several main types of ice cover and structure of ice filling up related to them, based on satellite SAR (Synthetic Aperture Radar) data. This type of data seems to be a powerful tool for river ice monitoring over long river sections, which is

relevant due to prevention of floods caused by ice jams. In the analysis RADARSAT-2 data for the upper part of the Wloclawek Reservoir (km 628 - 618) were used. They were compared with corresponding ground measurements (winter 2014). Three types of ice cover were selected: smooth ice cover without underhanging ice dam, ice cover from loosely agglomerated mobile ice mainly with loosely accumulated underhanging ice dam (maximal thickness 1,5-2 m) and ice cover from consolidated mobile ice (ice jam) with thick consolidated and highly consolidated frazil ice, often with ice floes.

Słowa kluczowe: Dolna Wisła, pokrywa lodowa, satelitarne zobrazowania radarowe
Keywords: Lower Vistula River, ice cover, satellite SAR data

Wstęp

Zobrazowania satelitarne znajdują zastosowanie m. in. w badaniach skorupy ziemskiej, hydrosfery, atmosfery i biosfery – od trzęsień ziemi, przez zasolenie oceanów czy grubość ozonosfery po ocenę biomasy lasów tropikalnych. Satelity obrazujące Ziemię najczęściej wykorzystują promieniowanie widzialne, różne zakresy podczerwieni oraz promieniowanie w zakresie mikrofalowym. Ze względu na zachmurzenie w okresie zimy stanowiące ograniczenie dla zdjęć w paśmie widzialnym, w badaniu zjawisk lodowych szczególną rolę odgrywają zobrazowania radarowe, które pozwalają pozyskać dane również przy zachmurzonym niebie (Ulaby i in., 1982).

Jako zator określa się wypełnienie koryta rzeki lodem skutkujące ograniczeniem przepływu i wzrostem poziomu wody[2]. Wisła na swym dolnym odcinku jest najbardziej zatorogenną rzeką w Polsce (Grześ, 1991). Na Wiśle, seria katastrofalnych powodzi zatorowych miała miejsce od XVI do XIX wieku – głównie w skutek cech morfologicznych (zatorogennych) jej nieuregulowanego koryta. Oprócz czynników związanych z morfologią koryta istotne znaczenie dla procesu gromadzenia się lodu mają warunki hydrometeorologiczne w tym wielkość przepływu rzeki oraz jego zmiany, ilość lodu, a także czynniki antropogeniczne (Beltaos, Prowse, 2001; MacNider-Taylor i in., 2009). Duże zagrożenie powodzią zatorową na Wiśle występuje zazwyczaj po długim okresie zlodzenia w czasie śnieżnych zim. W ostatnich latach taką sytuację zanotowano na początku marca 2010 r. w górnej części zbiornika włocławskiego (Pawłowski, 2011). Badania lodowego wypełnienia koryta rzeki i jego struktury od lat prowadzi na tym

[2] www2.mvr.usace.army.mil/WaterControl/Districts/MVP/Reports/ice/iahr_ice_terminology.html

odcinku zespół hydrologów z Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu. Prowadzone pomiary bezpośrednie przynoszą precyzyjną, ale ograniczoną w swym zasięgu informację dotyczącą sytuacji lodowej (Grześ, Pawłowski, 2006; Pawłowski, 2011; Pawłowski, Sobota, 2012). Dane te są istotne dla oceny zagrożenia zatorowego w dolinie rzeki i jego przestrzennego zróżnicowania.

Dane, metody i cel badań

Celem badań było ustalenie, czy i w jaki sposób informacje uzyskane z dwóch metod – analizy danych radarowych i wyników badań naziemnych – nawiązują do siebie; czy na podstawie zobrazowania radarowego będzie możliwe uzyskanie podobnego obrazu sytuacji lodowej jak na podstawie pomiaru bezpośredniego. Wyniki uzyskane na podstawie przetwarzania i analizy danych radarowych porównano z wynikami badań naziemnych wykonanych w zbliżonym terminie tego samego cyklu zlodzenia (zima 2014).

Sondowania naziemne przeprowadzono za pomocą mechanicznej sondy udarowej (rys. 1). Metoda ta pozwala na określenie miąższości warstw lodu w otworach, wykonywanych co 25-50 m w profilu poprzecznym koryta rzeki. Znajdujące się pod pokrywą lodową tzw. podbitki śryżowe różnią się gęstością i zwięzłością, co warunkuje zmienny opór w czasie opuszczania / wbijania sondy (Grześ, 1991).

Z punktu widzenia określenia zagrożenia zatorowego, najistotniejszymi typami pokrywy lodowej są:

- gładka pokrywa lodowa bez podbitek śryżowych (lód brzegowy, zbiornikowy – jeziorny, zamarznięte płonie),
- pokrywa z form lodu mobilnego (krążków śryżowych) luźno zmarzniętych, gdzie miąższość podbitek śryżowych jest niewielka, zwykle do 1,5-2 m, i dominuje warstwa śryżu luźnego.
- pokrywa lodowa z krążków śryżowych o dużym stopniu zagęszczenia. Występujące pod pokrywą lodową zwięzłe i zbite podbitki śryżowe o największej gęstości i szorstkości, często z krami lodowymi, mają znaczną miąższość (>2 m). Powodują największy wzrost stanu wody.

Masy lodu mogą budować ewentualne, późniejsze zatory w czasie rozpadu pokrywy i pochodu lodu.



fot. B. Pawłowski
photo by B. Pawłowski

Rys. 1. Zespół UMK w czasie pomiarów w rejonie Dobrzykowa, 4 lutego 2014 r.
Fig. 1. The NCU group during field works in Dobrzykowo region, 4th February 2014

Ostatniemu wymienionemu typowi, będącemu wynikiem mechanicznego zagęszczenia (upakowania) lodu towarzyszą spiętrzenia lodu na powierzchni. Prawidłowość ta pozwala lokalizować odcinki o dużym wypełnieniu koryta lodem na podstawie obserwacji prowadzonych podczas zwiadu lotniczego (Pawłowski, 2013).

Do porównania z danymi naziemnymi z 4 lutego 2014 r. wykorzystano dane radarowe z satelity RADARSAT-2 z dnia 28 stycznia 2014 r. Dane te zostały udostępnione w ramach programu SOAR2 (*Sciences and Operational Application Research*). Są to dane zarejestrowane w paśmie mikrofalowym C, gdzie długość fali wykorzystywanego promieniowania wynosi 5,6 cm. Jest to ważne ze względu na zależność, jaka zachodzi pomiędzy długością fali i zdolnością do rejestracji szorstkości powierzchni poszczególnych form pokrywy lodowej (Łoś, 2014). Dane zostały zarejestrowane w trybie *Fine Quad-Pol*. Główną zaletą tego typu danych jest możliwość wykorzystania czterech kombinacji polaryzacji fali: HH, HV, VH i VV, gdzie pierwsza litera odpowiada polaryzacji fali wysyłanej przez radar (H – polaryzacja pozioma, V – polaryzacja pionowa), a druga polaryzacji fali odbitej od powierzchni

Ziemi i rejestrowanej przez sensor. Ponadto, wybrany tryb charakteryzuje się wysoką rozdzielczością przestrzenną (jeden piksel przedstawia obszar o rozmiarach około 8 m × 8 m). Dzięki rejestracji danych w czterech kombinacjach polaryzacji możliwe jest m. in. wykonanie kompozycji barwnej z obrazów odpowiadających różnym kombinacjom, na której bardzo dobrze uwidacznia się zróżnicowanie właściwości pokrywy lodowej.

Do wydzielenia trzech klas pokrywy lodowej zastosowano klasyfikację nadzorowaną. W metodzie klasyfikacji nadzorowanej ekspert na podstawie znajomości obszaru oraz dostępnych dodatkowych informacji wybiera miejsca, które reprezentują poszczególne klasy – w tym przypadku typy pokrywy lodowej. Są to tzw. pola treningowe. Następnie, w oparciu o informacje zawarte w polach treningowych, klasyfikacja całego obszaru zostaje wykonana automatycznie zgodnie z wybranym przez użytkownika algorytmem. Na końcu następuje ocena dokładności klasyfikacji na podstawie losowo wybranych próbek bądź zdefiniowanych przez użytkownika obszarów testowych. Danymi wejściowymi do klasyfikacji mogą być źródłowe dane radarowe, albo ich przetworzenia (np. składowe dekompozycji), które uwypuklają określone właściwości obiektu bądź zjawiska.

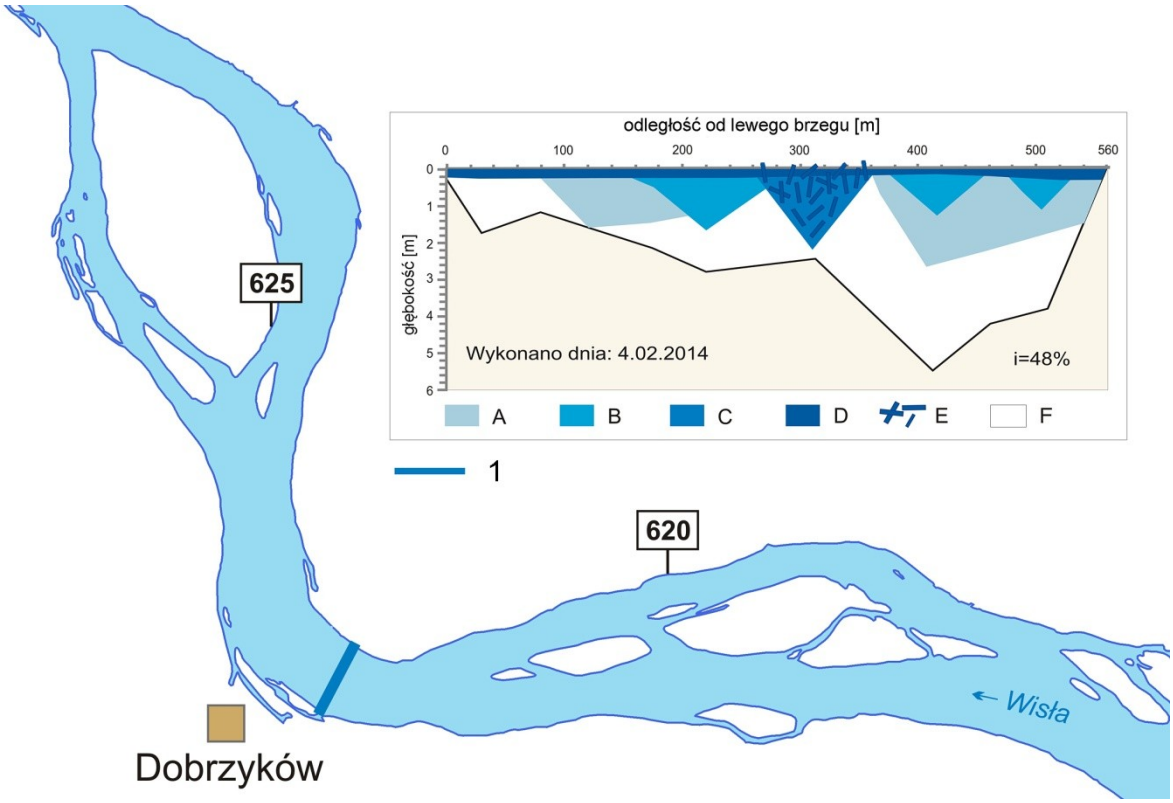
W ramach niniejszych badań klasyfikację nadzorowaną wykonano przy użyciu algorytmu największego prawdopodobieństwa na podstawie składowych dekompozycji Freeman-Durden (Lee, Pottier, 2009). Wyboru metody dekompozycji dokonano na podstawie wizualnego porównania czytelności form pokrywy lodowej na danych źródłowych oraz parametrów uzyskanych z dwóch dekompozycji wykorzystujących różne modele (Freeman-Durden oraz H/A/alfa). Pierwotnie metody dekompozycji zostały opracowane do badań nad roślinnością. Od kilku lat rozwija się ich zastosowanie – przy wprowadzeniu niezbędnych modyfikacji – także w innych zastosowaniach teledetekcji, w tym badaniach lodu morskiego (Moen i in., 2013). Celem dekompozycji Freeman-Durden jest określenie jaka część energii zarejestrowanej przez radar pochodzi z fali, która została odbita tylko raz od powierzchni obiektu (ang. *surface scatternig*), a jaka część z fali wielokrotne odbitej od różnych obiektów (ang. *volume scattering*). Odbicie fali następuje na granicy dwóch ośrodków o różnych właściwościach dielektrycznych. W przypadku badań lodu rzecznego ośrodkami tymi są

powietrze, lód i woda, przy czym woda w stanie ciekłym ma właściwość pochłaniania mikrofalowego promieniowania w paśmie C. Wielokrotne odbicie może nastąpić wewnątrz pokrywy lodowej. Elementami znajdującymi się wewnątrz ośrodka, od których fala w paśmie C może być odbita będą np. pęcherzyki powietrza, o ile ich rozmiar jest porównywalny bądź większy niż długość fali.

Odcinek badań i przebieg zlodzenia w świetle danych naziemnych

Odcinek badań stanowiła górna część zbiornika włocławskiego. Zbiornik o długości ponad 50 km, powierzchni około 70 km^2 i pojemności około 400 mln m^3 powstał w 1970 r. po spiętrzeniu rzeki o 10,7 m ponad średnią wieloletnią wodę w km 675. Analizowany odcinek (km 618-628), morfologicznie ma charakter rzeki nieuregulowanej znajdującej się powyżej zbiornika. Znajdują się tu wyspy, z których największa to tzw. Kępa Ośnicka, zwana też Tokarską (rys. 2). Na omawianym odcinku pokrywa lodowa rozbudowuje się frontalnie z form lodu mobilnego. Bardzo często dochodzi tu do procesu upakowania lodu, a w czasie jego powolnego przemieszczania tworzą się tzw. blizny lodowe na drzewach wzdłuż koryta rzeki (Pawłowski, 2005).

Zlodzenie Wisły zimą 2014 charakteryzował krótki czas trwania, a warunki termiczne sezonu były cieplejsze od przeciętnych o około 0,5°C. Czas zalegania pokrywy lodowej na analizowanym odcinku wyniósł 26 dni. Dnia 4 lutego 2014 r. wykonano tu sondowanie lodowego wypełnienia koryta rzeki w dwóch profilach poprzecznych: powyżej Kępy Tokarskiej (km 624,5) oraz na wysokości Dobrzykowa (km 622,6). Wyniki drugiego z sondowań przedstawiono na rysunku 2. Stwierdzono tam większe wypełnienie koryta lodem (i=48%) niż w profilu położonym niżej (i=26%). W profilu tym wystąpiły zarówno wszystkie główne typy pokrywy jak i podbitek śryżowych, a morfologia powierzchni lodu była urozmaicona. Miąższość podbitki luźnej przekraczała 2,0 m a zwięzłej 1,6 m. W centralnej części koryta wystąpiły też podbitki z krami lodowymi (rys. 2).



Rys. 2. Dolna Wisła – odcinek badań i wynik sondowania struktury lodowego wypełnienia koryta w Dobrzykowie (km 622,6)

Fig. 2. Lower Vistula River – area of interest and internal structure of filling of the river bed with ice in Dobrzykowo (km 622,6)

1 - profil sondowania, A - podbitki śryżowe luźne, B - podbitki zwięzłe, C - podbitki zbite, D - pokrywa lodowa, E - kry lodowe, F - woda

1 - measured cross-section, A - underhanging ice dam loosely accumulated, B - slightly consolidated underhanging ice dam (compact accumulation), C - consolidated underhanging ice dam (firm accumulation), D - ice cover, E - ice floes, F - water

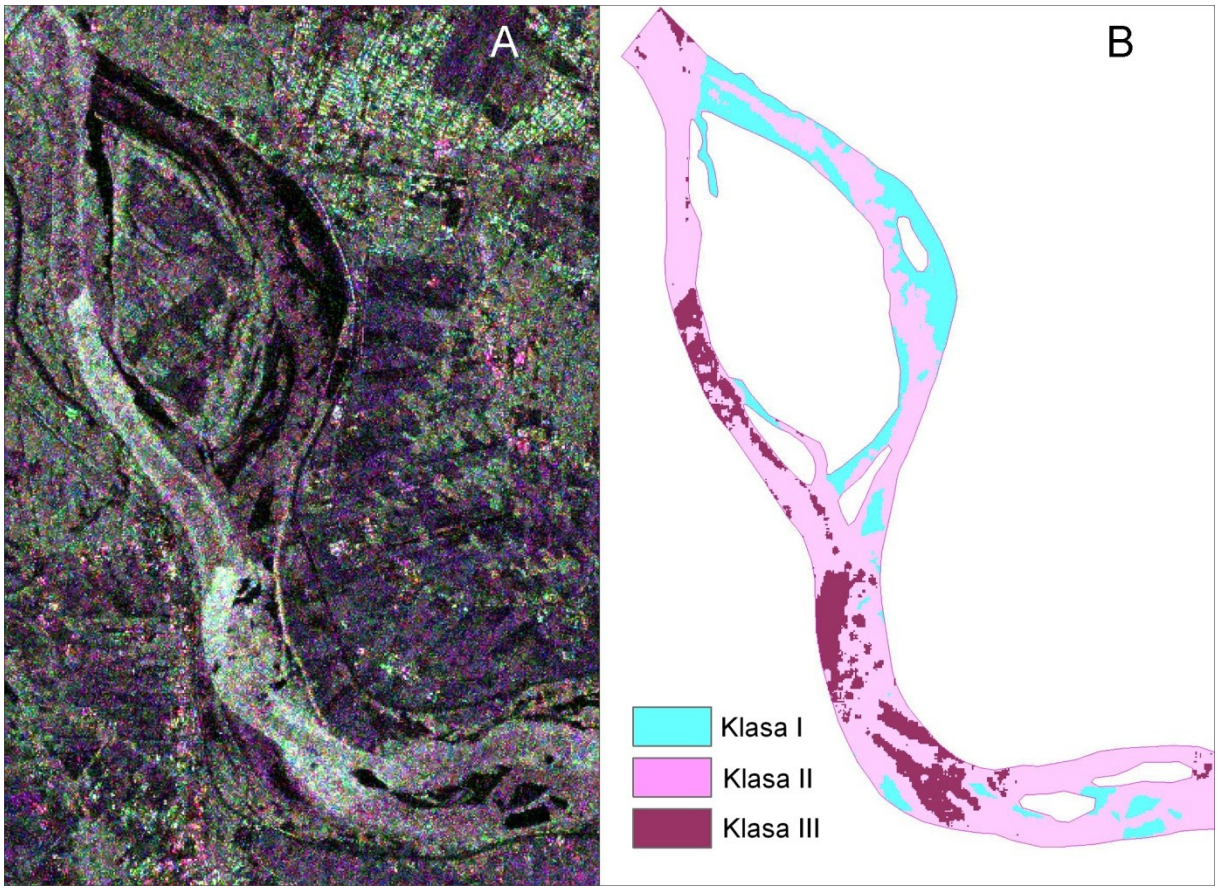
Wolna od podbitek śryżowych była jedynie około 100 m szerokości strefa przy lewym brzegu, gdzie pokrywa lodowa powstała najprawdopodobniej jako lód brzegowy. Grubość pokrywy lodowej w profilu zmieniała się w granicach 22-30 cm (Pawłowski, Strzyżewski, 2014).

Wyniki i ich omówienie

Kompozycję barwną powstałą w oparciu o źródłowe dane radarowe w różnych kombinacjach polaryzacji (HH, HV, VV) przedstawiono na rysunku 3A. Zróżnicowanie barw widoczne na zobrazowaniu radarowym, skonfrontowane z wynikami pomiaru bezpośredniego, pozwoliło na wyróżnienie trzech głównych klas lodowych struktur Wisły. Klasa pierwsza obejmuje gładki lód bez podbitek, który powstaje w rejonach o niewielkich prędkością przepływu (Grześ, 1991). W tej grupie może znajdować się lód brzegowy, zamarznięte płonie, lód powstały na piaszczystych łachach oraz lód typu zbiornikowego (jeziornego). Może również występować tu woda w postaci nie zamarzniętych płoni. Wymienione typy zjawisk odpowiadają najciemniejszym obszarom na zobrazowaniu (rys. 3A).

Drugą wydzieloną klasą jest pokrywa lodowa zbudowana z luźno zamarzniętych form lodu mobilnego. Tworzą ją głównie pola i krążki śryżowe. Na zobrazowaniu zdecydowanie dominują tam piksele w różnych odcieniach filetu. Warto jednak podkreślić, że tekstura tych obszarów jest niejednorodna. Sąsiednie piksele mogą się różnić między sobą od barwy czerwonej do granatowej. Ostatnią wyróżnioną klasą jest pokrywa lodowa zbudowana ze stłoczonych form lodu mobilnego. Powstaje ona na skutek kompresji i upakowania krążków i pól lodowych w czasie rozbudowy pokrywy lodowej lub w czasie podobnych procesów mających miejsce po rozbudowie. Na zobrazowaniu odpowiada jej obszar, gdzie przewagę stanowią najjaśniejsze piksele.

Wyniki klasyfikacji zdefiniowanych typów pokrywy lodowej zostały przedstawione na rysunku 3B. Całkowita dokładność klasyfikacji wyniosła 80,0%. Warto zaznaczyć, że rozróżnienie pomiędzy klasą II (pokrywa lodowa zbudowana z form lodu mobilnego luźno zamarzniętych) oraz klasą III (pokrywa lodowa zbudowana ze stłoczonych form lodu mobilnego) jest umowne. Otrzymana dokładność jest porównywalna do dokładności otrzymanej podczas prób klasyfikacji zjawisk lodowych na rzekach kanadyjskich przy wyborze podobnych klas (Mermoz i in., 2009; Jasek i in., 2013).



Rys. 3. (A) Pokrywa lodowa na Wiśle, 28 stycznia 2015 r. (dane satelitarne RADARSAT-2, kompozycja barwna RGB HH HV VV). (B) Klasyfikacja typów pokrywy lodowej w oparciu o zobrazowanie RADARSAT-2

Fig. 3. (A) River ice cover on Vistula River on 28th January, 2015 (RADARSAT-2, RGB HH HV VV). (B). Ice cover classification based on RADARSAT-2 data

Klasa I - gładki lód bez podbitek śryżowych, klasa II - pokrywa lodowa zbudowana z form lodu mobilnego luźno zamarzniętych, klasa III - pokrywa lodowa zbudowana ze stłoczonych form lodu mobilnego

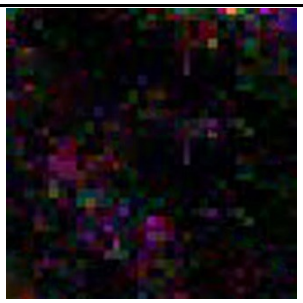
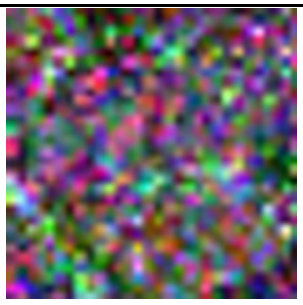
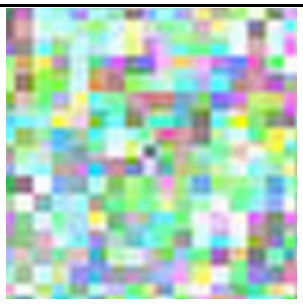
Class I - smooth ice cover without underhanging ice dam (black ice), class II - ice cover with loosely agglomerated mobile ice, class III - ice cover with consolidated mobile ice

Podstawowym problemem, na wstępnym etapie prac tworzenia klucza interpretacyjnego do oznaczania głównych typów lodu na Wiśle wg danych radarowych, był brak możliwości porównania danych satelitarnych i naziemnych dla co najmniej kilku terminów i dłuższego odcinka rzeki. Wynikało to z relatywnie niewielkiej liczby wykonanych w ostatnich latach pomiarów wypełnienia koryta lodem, jak i braku dostępu do zobrazowań satelitarnych wykonanych w terminach zbliżonych do terminów pomiarów

naziemnych. Konieczne jest dalsze testowanie zaproponowanej metody. Na kolejne sezony zimowe zaplanowano wykonanie bezpośrednich pomiarów zlodzenia w terminach, dla których będą istniały takie zobrazowania. Jako materiały dodatkowe, przy rozpoznawaniu poszczególnych klas pokrywy lodowej, zostaną wykorzystane zdjęcia satelitarne zarejestrowane w paśmie widzialnym (dane Landsat i MODIS). Doskonałym źródłem danych referencyjnych mogłyby być także zdjęcia wykonane z pułapu lotniczego lub za pomocą bezzałogowych statków latających (ang. *Unmanned Aerial Vehicle* - UAV).

Tab. 1. Klucz fotointerpretacyjny: wydzielone typy pokrywy lodowej, ich wygląd na kompozycji barwnej RADARSAT-2 RGB HH HV VV oraz morfologia pokrywy na zdjęciu naziemnym

Table 1. Photointerpretation key: selected types of river ice, their examples on RADARSAT-2 RGB HH HV VV image and surface morphology presented on terrestrial photography

Typ pokrywy lodowej *Selected river ice type*	RADARSAT-2 RGB HH HV VV	Morfologia lodu *Surface morphology*
Gładki lód bez podbitek śryżowych (lód brzegowy, lód zbiornikowy, zamarznięte płonie) *Smooth ice cover without underhanging ice dam (border ice, black ice, frozen polynia)*		
Pokrywa lodowa zbudowana z luźno zmarzniętych form lodu mobilnego; występują głównie luźne podbitki śryżowe o niewielkiej miąższości (do 1,5-2 m) *Ice cover from loosely agglomerated mobile ice; mainly with loosely accumulated underhanging ice dam (maximal thickness 1,5-2 m)*		
Pokrywa lodowa zbudowana ze stłoczonych form lodu mobilnego (zatory); śryż zwięzły i zbity, często z krami lodowymi. *Ice cover from consolidated mobile ice (ice jam), consolidated and highly consolidated frazil ice, often with ice floes (thickness usually over 1,5 m)*		

Podjęta próba klasyfikacji typów pokrywy lodowej na podstawie satelitarnych zobrazowań radarowych pod kątem oceny lodowego wypełnienia koryta przyniosła pozytywne wyniki. Zastosowana metoda pozwala na wyróżnienie trzech podstawowych typów pokrywy lodowej, którym towarzyszy różna miąższość i stopień zwięzłości podbitek śryżowych (tab. 1).

Wnioski

Wyniki tak przeprowadzonych analiz będą miały znaczenie zarówno dla wstępnego rozpoznania miejsc nagromadzenia lodu w korycie (w kontekście ochrony przeciwpowodziowej), jak i wyboru miejsc pomiarów bezpośrednich. Będą mogły być także wykorzystane podczas planowania optymalnej trasy lodołamania na uregulowanym odcinku rzeki. Docelowo, metoda ta może umożliwić analizę sytuacji lodowej na długich odcinkach rzeki bez konieczności podejmowania kosztownych, a często także niebezpiecznych, terenowych badań bezpośrednich. Analizowanie danych satelitarnych nie zastąpi całkowicie obserwacji i pomiarów naziemnych, które jako bardziej szczegółowe mogą być wykorzystywane także do celów charakterystyki zimowych warunków przepływu. Mogą natomiast stanowić ich doskonałe uzupełnienie.

Literatura.

Beltaos S., Prowse T.D., 2001, *Climate impacts on extreme ice-jam events in Canadian rivers*, Hydrological Sciences Journal, 46, 1, p. 157-181.

Grześ M., 1991, *Zatory i powodzie zatorowe na dolnej Wiśle: mechanizmy i warunki*, IGiPZ PAN, Warszawa, 188 s.

Grześ M., Pawłowski B., 2006, *Metody identyfikacji zatorowych odcinków rzek* [w:] *Idee i praktyczny uniwersalizm geografii – Geografia Fizyczna*, Dokumentacja Geograficzna nr 32, s. 94-98.

Jasek M., Gauthier Y., Poulin J., Bernier M., 2013, *Monitoring of Freeze-up on the Peace River at the Vermilion Rapids using RADARSAT-2 SAR data* [w:] *Proceedings of 17th Workshop on River Ice*, CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment, p. 229-257.

Lee J.S., Pottier E., 2009, *Polarimetric radar imaging: from basics to applications*, CRC press, 250 s.

Łoś H., 2014, *Zobrazowania satelitarne w monitorowaniu zjawisk lodowych na dolnej Wiśle*, Gospodarka Wodna, nr 11, s. 402-405.

MacNider Taylor S., Buffin-Bélanger T., Arseneault D., Hétu B., 2009, *On the use of dendrochronology to analyze ice jam occurrences at a fluvial transition on the Ouelle River*, CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment 15th Workshop on River Ice St. John's, Newfoundland and Labrador, June 15-17, 2009, Quebec, p. 284-299.

Mermoz S., Allain S., Bernier M., Pottier E., Gherboudj I., 2009, *Classification of river ice using polarimetric SAR data*, Canadian Journal of Remote Sensing, 35 (5), s. 460-473.

Moen M.-A., Ferro-Famil L., Doulgeris A.P., Anfinsen S.N., Gerland S., Eltoft T., 2013, *Polarimetric decomposition analysis of sea ice data* [w:] Proceedings of 6th International Workshop on Science and Applications of SAR Polarimetry and Polarimetric Interferometry POLinSAR 2013, European Space Agency, s. 28-34.

Pawłowski B., 2005, *Wysokość spiętrzeń zatorowych na Dolnej Wiśle w świetle blizn lodowych na drzewach równiny zalewowej*, Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne, Monografie IMGW, Polskie Towarzystwo Geofizyczne – IMGW, Warszawa, s. 245-253.

Pawłowski B., 2011, *Lodowe wypełnienie koryta Dolnej Wisły zimą 2010*, Gospodarka Wodna, nr 4, s. 149-153.

Pawlowski B., Sobota I., 2012, *Zlodzenie dolnej Wisły powyżej zapory we Włocławku zimą 2011 r.*, Gospodarka Wodna, nr 2, s. 74-77.

Pawłowski B., 2013, *Wykorzystanie zwiadu lotniczego na potrzeby ochrony przed powodziami zatorowymi w dolinie dolnej Wisły*, Gospodarka Wodna, nr 9, s. 345-350.

Pawłowski B., Strzyżewski T., 2014, *Przebieg zlodzenia Wisły w górnej części zbiornika włocławskiego zimą 2014 r.*, Gospodarka Wodna, nr 6, s. 211-214.

Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A.K., 1982, *Microwave Remote Sensing, Active and Passive – Volume I*, Norwood Artech House, 350 p.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

PIASECKI ADAM (1), JURASZ JAKUB (2), SKOWRON RAJMUND (1)

(1) Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Nauk o Ziemi,
Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej,
(2) Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Zarządzania,
Katedra Inżynierii Zarządzania

WYKORZYSTANIE SZTUCZNYCH SIECI NEURONOWYCH W MODELOWANIU WAHAŃ STANÓW WODY JEZIORZE HAŃCZA

MODELLING WATER LEVEL FLUCTUATIONS OF LAKE HAŃCZA BY ARTIFICIAL NEURAL NETWORKS.

Streszczenie. W pracy podjęto próbę modelowania zmian poziomu wody w jeziorze za pomocą sztucznych sieci neuronowych. Celem modelowania były wahania poziomu wody w jeziorze Hańcza w latach 1981-2012. W modelowaniu wykorzystano dane meteorologiczne ze stacji w Suwałkach. W wyniku przeprowadzonej analizy za najdokładniejszy model uznano M_METEO_T-2, charakteryzujący się siecią MLP o ośmiu neuronach wejściowych, dwunastu neuronach w warstwie ukrytej oraz jednym neuronie wyjściowym. Zmiennymi niezależnymi w modelu były parametry meteorologiczne (T, T_Max, T_Min, W_W, Opad, P_W) i wartości zmiennej objaśnianej z dwóch okresów wcześniejszych (T-1 i T-2). Stwierdzono bardzo dobrą skuteczność i precyzję w modelowaniu analizowanego zjawiska przez sztuczne sieci neuronowe. W większości przypadków (93%) wartość prognozowana różniła się od rzeczywistej o średnio 3 cm. Jedynie w dwóch przypadkach stwierdzono istotny błąd wynoszący odpowiednio 15 i 18 cm.

Abstract. This paper presents an attempt to modelling water level fluctuations in lake based on artificial neural networks. The subject of research were water level in the Hańcza Lake over the period 1981-2012. For modelling purposes meteorological data from weather station in Suwałki were used. As a result of conducted research model M_METEO_T-2 were recognized as the most accurate one. This artificial neural network model has eight input neurons, twelve neurons in hidden layer and one neuron in output layer. As explanatory variables meteorological parameters (minimal, maximal and mean temperature, humidity, rainfall and wind speed) and values of dependent variables from two earlier months were implemented. It was alleged that artificial neural networks performed very well in terms of modelling analyzed phenomenon. In most cases (93%) the modeled value was different from real of average 3 cm. Only in two cases meaningful error occurred, 15 and 18 cm, respectively.

Słowa kluczowe: sieci neuronowe, jezioro polodowcowe, Europa Środkowo-Centralna, Hańcza
Key words: neural networks, postglacial lake, East Central Europe, Hańcza Lake

Wstęp

Jeziora jako element przyrodniczy podlegają dynamicznym przekształceniom które odnoszą się zarówno do zmian jakościowych (skład chemiczny wody) jak i ilościowych (wahania poziomu wody i zasobów wodnych, przekształcenia geometrii niecek jeziornych). Poszczególne przekształcenia łączą się ze sobą lub są współzależne. Istotnym i wciąż aktualnym zagadnieniem w zakresie limnologii jest określenie wpływu różnych elementów środowiska przyrodniczego i antropogenicznego na przebieg zmian jakim ulegają jeziora.

Wśród wspomnianych przekształceń ilościowych, najbardziej dynamiczne są wahania poziomu wody jezior, determinujące ich kształt i typ reżimu. W licznych opracowaniach wskazuje się na istnienie wielu elementów wpływających na wielkość zasilania i odpływ wody z jezior, a co za tym idzie fluktuacje ich poziomu wody. Najogólniej czynniki te dzielone są na naturalne i antropogeniczne. Podkreślany jest równocześnie fakt nakładania się wpływu poszczególnych czynników, przez co ich wyodrębnienie i hierarchizacja bywa często niemożliwa (Marszelewski i in., 2011). W ujęciu globalnym obserwowane obecnie fluktuacje klimatu uznawane są przez wielu naukowców za główną przyczynę zmian poziomu wody w jeziorach (Kadıoglu i in. 1997; Sen i in. 1999).

Problematyką wahań poziomu wody jezior polskich zajmowało się już wielu autorów. Rozważania badaczy skupiały się do tej pory głównie na zagadnieniach dotyczących amplitudy (Pasławski, 1975; Borowiak, 2000), cykliczności (Skibniewski, 1953; Pasławski, 1972; Dąbrowski, Węglarczyk, 2005) i tendencji (Bajkiewicz-Grabowska, 2001; Dąbrowski, 2004) zmian poziomu wody jezior. Najobszerniejszym opracowaniem dotyczącym fluktuacji poziomu wody jezior polskich jest praca Borowiaka (2000). Autor uwzględnił w niej 48 jezior, z których zdecydowana większość posiadała ciąg obserwacyjny przekraczający 30 lat.

Celem pracy jest zaprezentowanie możliwości modelowania zmian poziomu wody w jeziorze z wykorzystaniem sztucznych sieci neuronowych. Obiektem badań jest najgłębsze jezioro w Polsce, tj. Jezioro Hańcza, położone w północno-wschodniej części kraju. Obserwacje dobowych stanów wody na

tym jeziorze wykonywane są od lipca 1962 r. Stosunkowo niski przepływ rzeki Czarnej Hańczy na wypływie i duża pojemność niecki jeziora powoduje, że pełna wymiana wody w jeziorze następuje co 12,7 roku. Dodatkowo małe średnie amplitudy roczne stanów wody pozwalają zaklasyfikować jezioro pod względem hydrologicznym do zbiorników o charakterze pasywnym.

Sztuczne sieci neuronowe wykorzystane zostały już w badaniach dotyczących kształtowania się szeroko rozumianych zasobów wodnych (Jain i in., 2001; Cancelliere i in., 2002; Muleta i Nicklow, 2005; Sivapragasam, Muttil, 2005; Chełmicki i in., 2003; Pociask-Karteczka, 1998). Dotychczas jedynie nieliczne publikacje odnosiły się w tym zakresie do jezior (Ondimu, Murase, 2006; Çimen, Kisi, 2009; Coulibaly 2010). Obiektem zainteresowania badaczy były głównie jeziora duże (o powierzchni kilku tysięcy km^2) bądź też zlokalizowane w strefach klimatu ciepłego. Jeziora polodowcowe o stosunkowo niewielkiej powierzchni, zlokalizowane w strefie klimatu umiarkowanego nie objęto do tej pory tego typu badaniami.

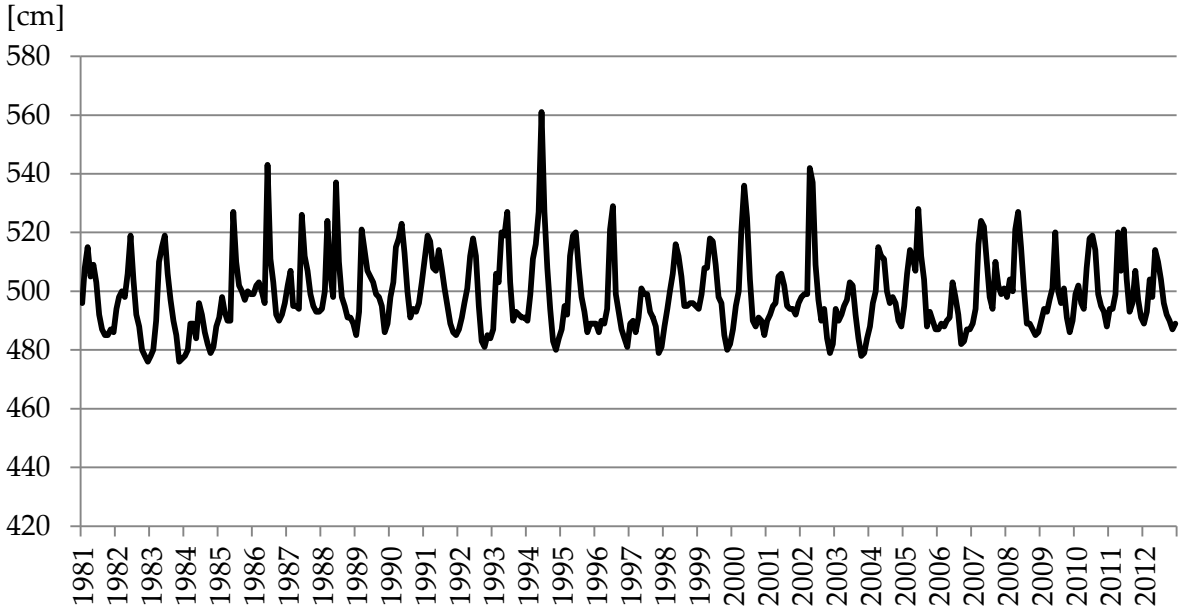
Materiały i metody

W pracy wykorzystano miesięczne wartości stanów wody (SW) w jeziorze Hańcza z lat 1980-2012 (rys. 1). Zostały one wyznaczone na podstawie dobowych obserwacji wykonywanych w ramach monitoringu prowadzonego przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Państwowy Instytut Badawczy (IMGW PIB). Zmiennymi niezależnymi uwzględnionymi w modelowaniu były wybrane parametry meteorologiczne zarejestrowane na stacji meteorologicznej w Suwałkach w latach 1980-2012. Wykorzystano średnie miesięczne wartości następujących parametrów meteorologicznych:

- średnia temperatura powietrza (T.),
- temperatura maksymalna (T_Max),
- temperatura minimalna (T_Min),
- wilgotność względna (W_W.),
- suma opadów atmosferycznych (Opad),
- prędkość wiatru (P_W.).

Modelowanie niemal każdego zjawiska przyrodniczego wymaga przyjęcia szeregu uproszeń i założeń (Soczyńska, 1997; Ozga-Zielińska,

Brzeziński, 1997). W analizowanym przypadku przyjęto za stałe takie elementy jak wielkość i zagospodarowanie zlewni, kształt niecki jeziornej oraz lesistość. Jako zmienne wejściowe, decydujące o zmianach poziomu wody badanego jeziora uwzględniono wymienione już parametry meteorologiczne, a także poziom wody z miesięcy poprzedzających (tzn. T-i dla i∈<1;4>). W tabeli 1 zestawiono parametry statystyczne zmiennych objaśniających i zmiennej objaśnianej (S_W. – stan wody).



Rys. 1. Średniomiesięczne stany wody w Jeziorze Hańcza w latach hydrologicznych 1981-2012

Fig. 1. Lake Hańcza water level fluctuations in hydrological years 1981-2012

Tab. 1. Charakterystyki statystyczne zmiennych objaśniających oraz zmiennej objaśnianej

Table 1. Statistical parameters of dependent and independent variables

Zmienna	Xmax	Xmin	Xśr	Sx
T [˚C]	21,0	-15,5	6,7	8,0
T_Max [˚C]	27,5	-11,4	10,8	9,2
T_Min [˚C]	15,4	-20,4	2,4	7,0
W_W. [%]	131,8	55,5	81,1	9,2
Opad [mm]	174,7	1,4	49,1	31,6
P_W. [m·s^{-1}]	7,3	1,8	3,6	0,9
S_W. [cm]	561,0	476,0	498,6	12,7

Objaśnienia oznaczeń w tekście
Nomenclature explained in the text above

Dobór zmiennych objaśniających

Nie ma uniwersalnej metody doboru zmiennych wejściowych do modeli sieci neuronowych (Babel i in., 2011). W literaturze przedmiotu wykorzystywano do tej pory m.in. metody liniowej korelacji krzyżowej, analizy wrażliwości, a także podejścia heurystyczne (Bowden i in. 2005). W poniższym opracowaniu dobór zmiennych objaśniających wykonano na podstawie wiedzy eksperckiej oraz przesłanek płynących z wartości współczynników korelacji miedzy zmiennymi objaśniającymi i zmienną objaśnianą (tab. 2). Przyjmując wstępne założenie, iż wszystkie zgromadzone zmienne mają istotny wpływ na kształtowanie się poziomu wody jeziora, można całość zapisać w postaci funkcji (1).

$$S\_W. = f(T., P_W., T_{Max}, T_{Min}, W_W., Opad, S_W.(T-i)) \quad (1)$$

Wielkość współczynników korelacji wskazuje, iż czynniki meteorologiczne charakteryzują się niską współzależnością z poziomem wody. Natomiast silna zależność istnieje, między poziomem wody w danym roku a poziomem wody z okresów wcześniejszych

Tab. 2. Macierz korelacji dla zmiennych objaśniających i zmiennej objaśnianej
Table 2. Correlation matrix for dependent and independent variables

	T.	P_W.	T_Max	T_Min	W_W	Opad	S_W.T-4	S_W.T-3	S_W.T-2	S_W.T-1	S_W.
T	1,000	**-0,477**	**0,995**	**0,988**	**-0,658**	**0,402**	**0,642**	**0,597**	**0,392**	**0,103**	**-0,201**
P_W.	**-0,477**	1,000	**-0,500**	**-0,420**	**0,400**	-0,073	**-0,460**	**-0,423**	**-0,285**	-0,086	**0,211**
T_Max	**0,995**	**-0,500**	1,000	**0,971**	**-0,705**	**0,375**	**0,648**	**0,614**	**0,418**	**0,137**	**-0,181**
T_Min	**0,988**	**-0,420**	**0,971**	1,000	**-0,554**	**0,436**	**0,618**	**0,548**	**0,332**	0,042	**-0,225**
W_W	**-0,658**	**0,400**	**-0,705**	**-0,554**	1,000	-0,064	**-0,457**	**-0,555**	**-0,531**	**-0,402**	**-0,106**
Opad	**0,402**	-0,073	**0,375**	**0,436**	-0,064	1,000	**0,244**	**0,223**	**0,126**	0,022	-0,058
S_W.T-4	**0,642**	**-0,460**	**0,648**	**0,618**	**-0,457**	**0,244**	1,000	**0,692**	**0,355**	0,069	**-0,160**
S_W.T-3	**0,597**	**-0,423**	**0,614**	**0,548**	**-0,555**	**0,223**	**0,692**	1,000	**0,693**	**0,357**	0,070
S_W.T-2	**0,392**	**-0,285**	**0,418**	**0,332**	**-0,531**	**0,126**	**0,355**	**0,693**	1,000	**0,693**	**0,357**
S_W.T-1	**0,103**	-0,086	**0,137**	0,042	**-0,402**	0,022	0,069	**0,357**	**0,693**	1,000	**0,694**
S_W.	**-0,201**	**0,211**	**-0,181**	**-0,225**	**-0,106**	-0,058	**-0,160**	0,070	**0,357**	**0,694**	1,000

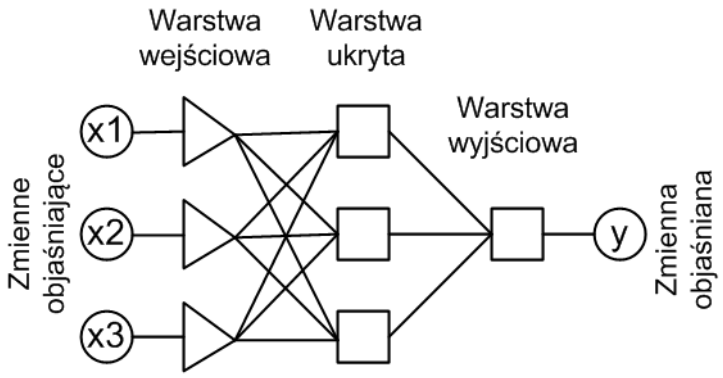
Objaśnienia: druk pogrubiony – współczynnik korelacji istotny na poziomie 0,05
Explanations: Boldface - correlation coefficient with P value less than 0,05

W szczególności dla T-1 oraz T-2, przy czym dla okresu T-3 wartość ta jest pomijalnie mała, natomiast dla T-4 zaczyna się już odznaczać nieznaczną korelacją ujemną jednak jej wartość wskazuje na brak związku liniowego. Na tej podstawie stwierdzono, iż najpierw analizie poddane będą modele sztucznych sieci neuronowych, którym na wejściu poddane zostaną wyłącznie parametry meteorologiczne, a następnie stopniowo do kolejnych modeli dodawane będą informacje na temat poziomu wód z okresów poprzedzających.

Sztuczne sieci neuronowe

Nie wszystkie zależności występujące w przyrodzie dają się opisać modelami liniowymi. Co więcej, wykorzystanie regresyjnych modeli liniowych związane jest z ich słabą zdolnością do generalizacji i ekstrapolacji, co oznacza, że generowane przez nie wyniki są korzystne pod względem jakościowym często wyłącznie w granicach wykorzystanych w ich budowaniu parametrów. Wartości współczynnika korelacji z tabeli 2 pokazują, że w wypadku analizowanego zjawiska nie sposób wskazać jednej zmiennej, która pozwoli na zbudowanie satysfakcjonującego jakościowo modelu liniowego.

Narzędziem pozwalającym na modelowanie tak złożonego zjawiska są sztuczne sieci neuronowe (SSN) będące matematycznym odzwierciedleniem pracy neuronów znajdujących się w mózgu. Poprzez wykorzystanie sieci sztucznych neuronów zorganizowanych w warstwy (rys. 2), przekazywany jest sygnał wejściowy, który następnie przez funkcję transformacji o nieliniowym charakterze, przeliczany jest na sygnał wyjściowy. Cechą charakterystyczną SSN jest ich zdolność do uczenia się, które wykonywane jest na podstawie zbioru przypadków uczących, natomiast zdolność sieci do generalizacji jest gwarantowana przez zbiór testowy, którego zadaniem jest takie sterowanie procesem rozwoju sieci, które wykluczy uczenie się na pamięć.



Rys. 2. Schemat perceptronu trójwarstwowego wraz z połączeniami między neuronami – dla trzech zmiennych wejściowych oraz jednej zmiennej wyjściowej
Fig. 2. Three-layer perceptron with connections between neurons – for three input and one output variable

Źródło: opracowanie własne na podstawie na podstawie Tadeusiewicz (1993)
Source: own elaborations, on base Tadeusiewicz (1993)

Do obliczeń związanych z modelowaniem wykorzystano oprogramowanie Statistica. Umożliwiło ono m.in. budowę sieci z perceptronem wielowarstwowym (MLP) z wykorzystaniem automatycznego projektanta sieci, który przeszukuje określoną przez użytkownika liczbę sieci, wybierając grupę tych, które cechują się najkorzystniejszymi wartościami błędów dla przypadków uczących i jednocześnie walidacyjnych.

Kryteria oceny jakości modeli

Zbudowane modele sztucznych sieci neuronowych oceniono stosując: współczynnik korelacji między rzeczywistą wartością zmiennej objaśnianej i wartością otrzymaną z modelu (CC), kryterium wydajności modelu (E, wzór 2; Nash i in. 1970), średni bezwzględny błąd procentowy (MAPE, wzór 3) oraz współczynnik determinacji (R^2, wzór 4):

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(S\_W.obs_i - S\_W.pr_i)^2}{\sum_{i=1}^{n}(S\_W.obs_i - S\_W.śr)^2} \quad (2)$$

$$MAPE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|\frac{S\_W.obs_i - S\_W.pr_i}{S\_W.obs_i}\right| \quad (3)$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n}(S\_W.pr_i - S\_W.śr)^2}{\sum_{i=1}^{n}(S\_W.obs_i - S\_W.śr)^2} \quad (4)$$

Kryterium wydajności modelu E przyjmuje wartości od minus nieskończoności do jedności włącznie. Wartość równa 1 oznacza idealne dopasowanie modelu do rzeczywistego zachowania modelowanego zjawiska, natomiast 0 sugeruje, iż wynik model może być zastąpiony średnią wartością zmiennej modelowanej, a otrzymane rezultaty będą identyczne pod względem błędu modelowania. Jeśli kryterium wydajności modelu przyjmuje wartości mniejsze od 0, oznacza to, iż nie oddaje on rzeczywistego przebiegu zmienności obserwowanego zjawiska.

Średni bezwzględny błąd procentowy przyjmuje wartości z przedziału zero do plus nieskończoności. Modele cechujące się niskimi wartościami błędu typu MAPE, z dużą dokładnością modelują zachodzące zmiany w badanym zjawisku.

Współczynnik determinacji R^2 informuje o tym, jaka część zmienności zmiennej wyjściowej została wyjaśniona przez zbudowany model. Kryterium to przyjmuje wartości z przedziału 0-1, przy czym wartości mniejsze niż 0,5 sugerują, iż z punktu widzenia modelowania model jest niezadowalający.

Wyboru ostatecznego modelu dokonywano na podstawie wartości powyższych kryteriów wyłącznie dla zbioru testowego.

Wyniki

Zbudowano pięć różnych modeli sztucznych sieci neuronowych. W każdym z modeli wykorzystano wszystkie zmienne odnoszące się do parametrów meteorologicznych, natomiast w modelach oznaczonych jako T-i wprowadzono również zmienną zawierającą wartość zmiennej objaśnianej z okresów wcześniejszych. Przy czym T-1 oznacza, że wykorzystano tylko informacje z jednego miesiąca wcześniejszego, natomiast np. T-2, iż poziom wody w okresie T był modelowany z wykorzystaniem wartości z okresu T-1 oraz T-2, itd. W tabeli 3 przedstawiono architekturę uzyskanych sztucznych sieci neuronowych. Zawarta w niej struktura sieci podaje informacje na temat typu wykorzystanej sieci. Przykładowo w modelu M_METEO_T-2 wykorzystuje się sieć MLP o ośmiu neuronach wejściowych, dwunastu neuronach w warstwie ukrytej oraz jednym neuronie wyjściowym. Sieć ta uczona była z zastosowaniem algorytmu BFGS 201, natomiast, jako funkcje aktywacji wykorzystany został tangens hiperboliczny i funkcja logistyczna.

Tab. 3 Charakterystyki modeli sztucznych sieci neuronowych
Table 3. Artificial neural network models characteristics

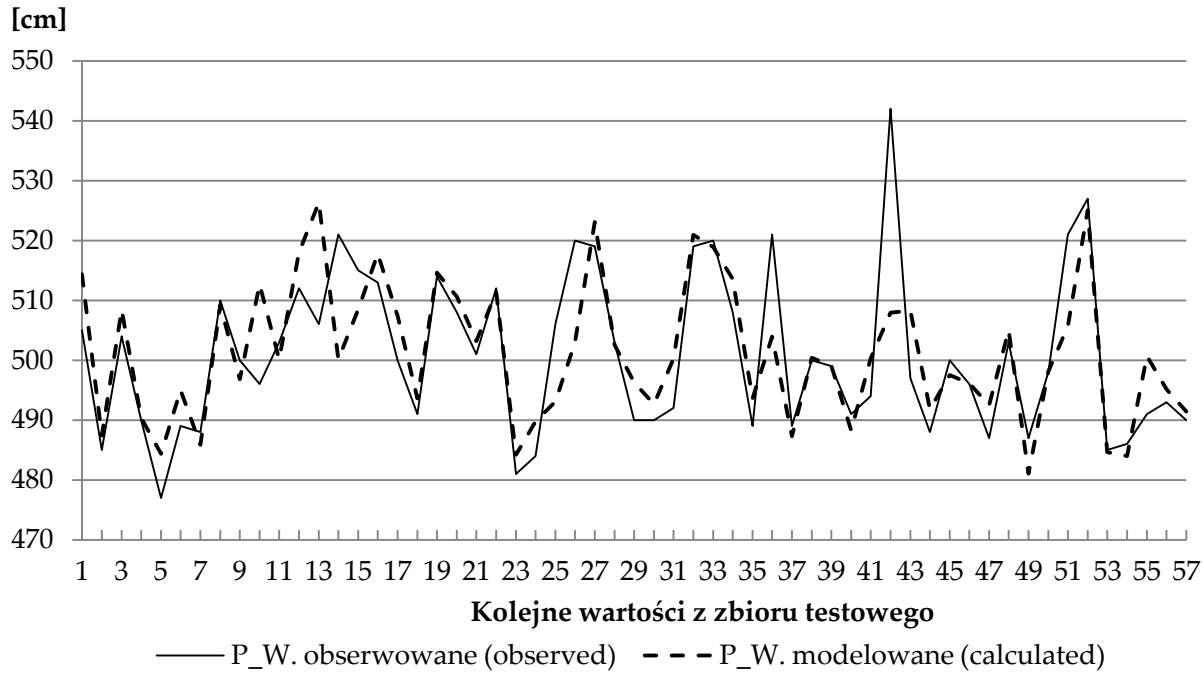
MODEL	Struktura sieci	Błąd			Algorytm uczenia	Aktywacja	
		Uczenia	Testowania	Walidacji		Ukryte	Wejściowe
M_METEO	MLP 6-3-1	51,633	50,900	54,216	BFGS 117	Logistyczna	Tanh
M_METEO_T-1	MLP 7-12-1	25,880	25,064	16,602	BFGS 43	Tanh	Liniowa
M_METEO_T-2	MLP 8-5-1	21,220	37,537	10,952	BFGS 101	Logistyczna	Tanh
M_METEO_T-3	MLP 9-4-1	16,634	41,590	19,140	BFGS 77	Tanh	Tanh
M_METEO_T-4	MLP 10-5-1	18,103	54,485	23,251	BFGS 37	Logistyczna	Logistyczna

W celu wybrania modelu, który w sposób najdokładniejszy oddaje zmiany w analizowanym zjawisku, poddano ocenie wartości poszczególnych kryteriów (CC, E, MAPE, R^2) dla zbioru testowego (tab. 4).

Tab. 4. Wartości miar jakości dopasowania modelu
Table 4. Values of quality measures for model fit

MODEL	Kryterium oceny			
	CC	MAPE	R2	E
M_METEO	0,718	1,56%	0,346	0,458
M_METO_T-1	0,870	0,83%	0,734	0,746
M_METEO_T-2	0,916	0,69%	0,641	0,826
M_METEO_T-3	0,834	0,82%	0,676	0,695
M_METEO_T-4	0,800	0,99%	0,720	0,635

Stwierdzono, że model M_METEO_T-2 odznacza się pod względem analizowanych kryteriów najlepszą zdolnością do modelowania zachodzących zmian. Cechuje się on najniższą wartością błędu typu MAPE jak i wysokimi wartościami kryteriów R^2 oraz E. Wprowadzanie dodatkowych zmiennych odnoszących się do okresów poprzedzających modelowany nie wpływa korzystnie na podniesienie dokładności modelu (T-3 oraz T-4). Model zbudowany z wykorzystaniem wyłącznie zmiennych meteorologicznych powoduje uzyskanie znacznie gorszych jakościowo wyników. Na rys. 3 przedstawiono wartości rzeczywiste oraz wartości uzyskane z modelu M_METEO_T-2.



Rys. 3. Dopasowanie wyników modelu M_METEO_T-2 do rzeczywistych wartości poziomu w Jeziorze Hańcza

Fig. 3. Observed and modelled lake water levels obtained from model M_METEO_T-2

Podsumowanie

Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, iż modelowanie zmian poziomu wody w jeziorze za pomocą sztucznych sieci neuronowych daje zadawalające wyniki.

Za najdokładniejszy model uznano M_METEO_T-2, charakteryzujący się siecią MLP o ośmiu neuronach wejściowych, dwunastu neuronach w warstwie ukrytej oraz jednym neuronie wyjściowym. Zmiennymi niezależnymi w modelu były parametry meteorologiczne (T, T_Max, T_Min, W_W, Opad, P_W) i wartości zmiennej objaśnianej z dwóch okresów wcześniejszych (T-1 i T-2).

Słaba zależność liniowa pomiędzy zmiennymi meteorologicznymi, a poziomem wody, wymusiła wzięcie pod uwagę także poziomów wody z okresów poprzedzających. W efekcie uchwycony został długofalowy wpływ zmieniających się warunków atmosferycznych na poziom wody.

W większości przypadków (93%) wartość prognozowana różniła się od rzeczywistej o średnio 3 cm. Jedynie w dwóch przypadkach stwierdzono istotny błąd wynoszący odpowiednio 15 i 18 cm.

Literatura

Babel M.S., Skinde V. R., 2011, *Identifying prominent explanatory variables for water demand prediction using artificial neural networks: A case study of Bangkok*, Water Resour, Manage, 25, p. 1653-1676.

Bajkiewicz-Grabowska E., 2001, *Trends in water level changes in the lakes of North-estern Poland*, Limnological Review, 1, p. 3-14.

Borowiak D., 2000, *Reżimy wodne i funkcje hydrologiczne jezior Niżu Polskiego*, Seria Badania Limnologiczne 2, Gdańsk.

Bowden G.J., Dandy G.C., Maier H.R., 2005, *Input determination for neural networks models in water resources application. Part I – background and methodology*, Journal of Hydrology, 301, p. 75-92.

Cancelliere A., Giuliano G., Ancarani A., Rossi G., 2002, *A neural networks approach for deriving irrigation reservoir operating rules*, Water Resour, Manage, 16 (1), p. 71-88.

Chełmicki W., Ciszewski S., Klimek M., Żelazny M., 2003, *Rekonstrukcja wahań zwierciadła wód gruntowych w Puszczy Niepołomickiej za pomocą sieci neuronowych*, Przegląd Geograficzny, 75, 2, s. 250-268.

Çimen M., Kisi O., 2009, *Comparison of two different data-driven techniques in modeling lake level fluctuations in Turkey*, Journal of Hydrology, 378, p. 253-262.

Coulibaly P., 2010, *Reservoir Computing approach to Great Lakes water level forecasting*, Journal of Hydrology, 381, p. 76-88.

Dąbrowski M., 2004, *Trends in changes of lake water levels in the Pomerania Lakeland*, Limnological Review, 4, p. 85-92.

Dąbrowski M., Węglarczyk S., 2005, *Cyclical nature of fluctuations in the levels of lakes of Northern Poland*, Limnological Review, 5, p. 61-67.

Jain A, Varshney A. K., Joshi U. C., 2001, *Short-term water demand forecast modelling at IIT Kanpur using artificial neural networks*, Water Resour, Manage, 15 (5), p. 299-321.

Kadıoglu M., Sen Z., Batur F., 1997, *The greatest soda-water lake in the world and how it is influenced by climatic change*, Ann. Geophysicae, 15, p. 1489-1497.

Marszelewski W., Ptak M., Skowron R., 2011, *Antropogeniczne i naturalne uwarunkowania zaniku jezior na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim*, Roczniki Gleboznawcze, 62, 2, s. 21-33.

Muleta M.K., Nicklow J.W., 2005, *Decision support for watershed management using evolutionary algorithms*, Journal Water Resour Planning and Managment, 131 (35), p. 35-44.

Nash J.R., Sutcliffe J.V., 1970, *River flow forecasting through conceptual models part I – A discussion of principles*, Journal of Hydrology, 10 (3), p. 282-290.

Ondimu S., Murase H., 2007, *Reservoir Level Forecasting using Neural Networks: Lake Naivasha*, Biosystems Engineering, 96 (1), p. 135–138.

Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1997, *Hydrologia stosowana*, PWN, Warszawa.

Pasławski Z., 1972, *Wieloletnie wahania i tendencje zmian poziomu wód jezior dopływowych w Polsce Północnej*, Przegląd Geofizyczny, 17, s. 249-259.

Pasławski Z., 1975, *Typologia hydrologiczna jezior Pojezierza Wielkopolskiego*, Przegląd Geofizyczny, 20, 271-280.

Pociask-Karteczka J., 1998, *Zastosowanie sztucznych sieci neuronowych w hydrologii*, Przegląd Geofizyczny, 43, 3-4, s. 235-236.

Sen Z., Kadıoglu M., Batur E., 1999, *Cluster regression model and level fluctuation features of Van Lake-Turkey*, Ann. Geophysicae, 17, p. 273-279.

Sivapragasam C., Muttil N., 2005, *Discharge rating curve extension – A new approach*, Water Resour, Manage, 19 (5), p. 505–520.

Skibniewski L., 1954, *Wahania poziomów zwierciadła wody większych jezior Pojezierza Pomorskiego i Mazurskiego*, Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny, nr 7, s. 159-172.

Soczyńska U., *Hydrologia dynamiczna*, Wyd. PWN, Warszawa.

Tadeusiewicz R., 1993, *Sieci neuronowe*, Akademicka Oficyna Wydawnicza RM, Warszawa.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

SOMOROWSKA URSZULA

Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych

DETEKCJA GLEBOWYCH ZASOBÓW WODNYCH W POLSCE W LATACH 2000-2014 NA PODSTAWIE MEZOSKALOWYCH DANYCH GRIDOWYCH GLDAS

DETECTION OF THE SOIL WATER STORAGE IN POLAND IN YEARS 2000-2014 BASED ON THE MESOSCALE GLDAS DATA

Streszczenie. Celem pracy była ocena glebowych zapasów wody w Polsce w latach 2000-2014 oraz analiza ich miesięcznej zmienności czasowej i przestrzennej. Dane wilgotności gleby o rozdzielczości przestrzennej 0.257 szerokości i długości geograficznej pozyskano z systemu GLDAS z modelu Noah, z miesięcznym krokiem czasowym. Wartości glebowych zapasów wody w powierzchniowej warstwie 0-50 cm obliczono z wykorzystaniem narzędzi przetwarzania danych w ArcGIS 10.2. Opracowano mapy średnich miesięcznych zapasów wody w glebie oraz analizowano ich histogramy częstości. Uzupełnianie zapasów wody glebowej w Polsce następuje na ogół w miesiącach od października do marca, natomiast ubytki wody mają miejsce od kwietnia do sierpnia. W poszczególnych latach ten sezonowy rytm może być zmieniony przez warunki meteorologiczne. W okresie objętym analizą, najsuchsze warunki wystąpiły w sierpniu 2003 r., w lipcu 2006 r. oraz w całym 2014 r. Wyjątkowo wilgotnymi miesiącami okazały się maj i czerwiec 2010 r.

Abstract. The focus of this study was to evaluate the soil water storage in Poland in years 2000-2014 and to analyze its monthly spatial and temporal variability. Soil moisture data of 0.25° latitude and longitude resolution were acquired from GLDAS (Global Land Data Assimilation System) Noah Model, on a monthly time scale. Soil water storage in the surface soil layer of 0-50 cm was calculated using ArcGIS 10.2 geoprocessing tools. Mean monthly spatial patterns of soil water storage were generated and frequency histograms were analyzed. Recharge of the soil water appears usually in months from October till February, whereas from March till September depletion of soil water storage is observed. In particular years this usual rhythm might be disturbed by meteorological conditions. In the examined period, the driest conditions were detected in August 2003, July 2006 and along the year 2014. Especially wet conditions appeared in May and June 2010.

Słowa kluczowe: dane GLDAS, glebowe zapasy wody, sezonowość, Polska
Key words: GLDAS data, soil water storage, seasonality, Poland

Wstęp

Skutki zdarzeń ekstremalnych takich jak powodzie i susze, powodują nadmiar bądź niedobór wody w środowisku przyrodniczym (Jokiel, 2008; Kędziora i in., 2014; Romanowicz i in., 2014). W obliczu tych zagrożeń rozpoznanie uwilgotnienia gleb jest ważnym elementem oceny zasobów wodnych. Jego dokładne oszacowanie jest jednak trudne. Tradycyjne pomiary *in situ*, dostarczające punktowych danych są kosztowne, pracochłonne i realizowane na ogół w sieciach ogólnokrajowych. W Polsce stały naziemny monitoring wilgotności gleby został zapoczątkowany dopiero w 2008 r. w ramach Monitoringu Suszy Rolniczej. Obecnie obejmuje on tylko 20 stacji. W analizach wielkoobszarowych punktowa informacja jest jednak niewystarczająca. Alternatywnym rozwiązaniem jest korzystanie z przestrzennych danych gridowych, udostępnianych w globalnych bazach. Istotnymi atrybutami tych danych są regularny krok czasowy, stosunkowo duża – dla analiz mezoskalowych – rozdzielczość przestrzenna, a także dostępność w czasie zbliżonym do rzeczywistego. Przykładem jest udostępniana przez NASA baza danych systemu GLDAS (ang. *Global Land Data Assimilation System*), w której zamieszczono ciągłe przestrzennie dane zapasu wody w glebie (Rodell i in., 2004; Rui, 2011). Dane te, charakteryzują się pikselem terenowym o boku około 20 km i stwarzają nowe możliwości zastosowań w hydrologii i analizach przyrodniczych. Wcześniejsze badania dowiodły możliwości ich wykorzystania w ocenie uwilgotnienia gleb (m.in. Zawadzki, Kędzior, 2014).

Zagadnieniem stanu uwilgotnienia na terytorium Polski zajmowali się wcześniej w pracach geograficznych m.in. Somorowska (2009) oraz Paszczyk i Michalczyk (2012). Jednakże w pracach tych analizowano wyłącznie bezwymiarowy wskaźnik surowości susz Palmera scPDSI (ang. *self-calibrating Palmer Drought Severity Index*), w rozdzielczości przestrzennej 1º szerokości i długości geograficznej, pozyskany z bazy danych *Climatic Research Unit* dla lat 1901-2000. Nie ma on jednak wymiaru fizycznego. Innym wskaźnikiem oceny glebowych zasobów wodnych, charakteryzującym aktualny stan ich wilgotności mającym zarazem wymiar fizyczny, jest zapas wody w glebie. Jest on wyrażany warstwą wody lub wilgotnością objętościową. W obliczu

narastającego nasilania się zjawisk ekstremalnych w Polsce, w tym występowania obszarowo rozległych i długotrwających susz w półroczu letnim, detekcja glebowych zasobów wodnych w dynamicznie zmieniających się warunkach zasilania opadem, jest zagadnieniem istotnym z punktu widzenia potrzeb wodnych roślin i ekosystemów.

Celem niniejszej pracy jest ocena zmienności czasowej i zróżnicowania przestrzennego stanu uwilgotnienia obszaru Polski w wieloleciu 2000-2014. Glebowe zasoby wodne w skali wielolecia zbadano poprzez obliczenie zapasu wody w powierzchniowej warstwie gleby.

Dane i metody badań

Analizą objęto symulowane wartości zapasu wody w obszarze Polski, uzyskane w globalnym modelu Noah o rozdzielczości przestrzennej 0,25º szerokości i długości geograficznej i rozdzielczości czasowej – jednego miesiąca. W symulacjach, wejściem do modelu (ang. *forcing data*) są zestawy danych o stanie atmosfery, a także parametry modelu (ang. *parameters data*), m.in. porowatość podłoża oraz wskaźnik ulistowienia LAI (ang. *Leaf Area Index*), pozyskiwany z misji satelitarnych NASA. Dane pobrano w skompresowanych zbiorach w formacie GRIB (ang. *GRid In Binary*). Dane oznaczone jako $sm1$, $sm2$, $sm3$ i $sm4$, reprezentują średni miesięczny zapas wody w warstwach strefy aeracji kolejno 0-10 cm, 10-40 cm, 40-100 cm oraz 100-200 cm. Średni miesięczny zapas wody w powierzchniowej warstwie o miąższości 50 cm obliczono według następującej zależności:

$$ZW = sm1 + sm2 + 0{,}1667 \times sm3 \quad (1)$$

gdzie:

ZW – zapas wody (mm) w powierzchniowej warstwie gleby 0-50 cm,

$sm1$, $sm2$, $sm3$ – zapas wody (mm) w warstwach kolejno 0-10 cm, 10-40 cm oraz 40-100 cm.

Oceny przestrzennego zróżnicowania zapasów wody w powierzchniowej warstwie o miąższości 50 cm dokonano, obliczając wieloletnie średnie miesięczne jako:

$$\overline{ZW_m} = \sum_{n=2000}^{n=2014} ZW_{m,n} \ /15 \quad (2)$$

gdzie:

$\overline{ZW_m}$ – wieloletni średni miesięczny zapas wody (mm) w m-tym miesiącu,
$ZW_{m,n}$ – średni miesięczny zapas wody (mm) w m-tym miesiącu n-tego roku,
m – kolejny miesiąc, n – kolejny rok wielolecia 2000-2014.

Zakres przestrzenny wykorzystanych danych obejmował obszar o rozciągłości południkowej 49.00°-55.00° N i równoleżnikowej 14.00°-24.25° E. W programie ArcGIS 10.2 dokonano reprojekcji oryginalnych danych w układzie WGS84 do układu współrzędnych prostokątnych PUWG92. Zastosowano metody przetwarzania informacji, wykorzystując oprogramowanie ArcGIS w wersji 10.2. W aplikacji ModelBuilder utworzono modele przetwarzania danych rastrowych z procedurami iteracji.

Przygotowane w ten sposób dane, w postaci zbiorów rastrowych dla obszaru w granicach Polski, posłużyły do analizy zmienności wieloletniej i sezonowej uwilgotnienia gleby w latach 2000-2014. Opracowano rastrowe mapy średnich miesięcznych zapasów wody glebowej, w analizowanym wieloleciu, a dla wybranych miesięcy – mapy wartości ekstremalnie niskich oraz mapy wskaźnika względnego uwilgotnienia (%), obliczonego według następującej zależności:

$$WWU_{m,n} = (ZW_{m,n}/\overline{ZW_m}) \times 100 \quad (3)$$

gdzie:

$WWU_{m,n}$ – wskaźnik względnego uwilgotnienia w m-tym miesiącu n-tego roku (%).

Ponadto zbadano sposób i tempo wyczerpywania się i uzupełniania zasobów wodnych. Posłużyły do tego empiryczne histogramy częstości. Ciąg wartości zapasów wody, odczytany z każdego zbioru rastrowego, stanowił 832-elementową próbę losową (n=832), z maksymalną różnicą R w okresie wieloletnim, określoną jako:

$$R = ZW_{max} - ZW_{min} \quad (4)$$

gdzie:

$ZW_{max,}ZW_{min}$ – maksymalna i minimalna wartość zapasu wody na obszarze Polski.

Wyniosła ona blisko 150 mm. Ustalono liczbę przedziałów klasowych histogramów r, analizując wybrane kryteria podane przez S. Węglarczyka

i M. Kuliga (2001). Wśród zależności stosowanych do obliczania liczby przedziałów klasowych znajdują się m.in. wzory:

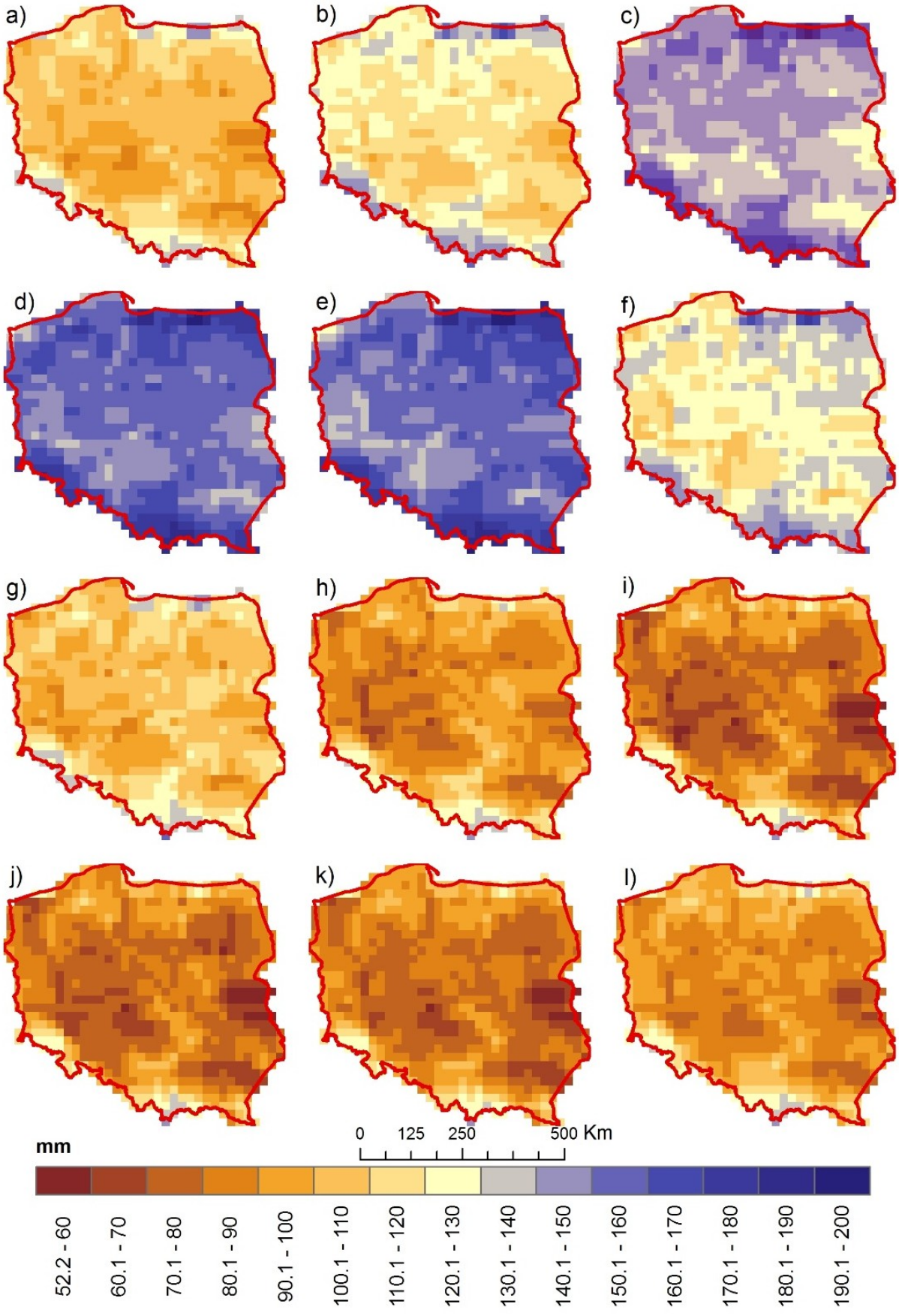
$$r \leq 5\ln(n) \qquad (5) \qquad\qquad r \leq \sqrt{n} \qquad (6)$$

Według wzoru (5) wartość r powinna być największą liczbą całkowitą nieprzekraczającą wartości po prawej stronie równania i przy próbie losowej o liczebności n = 832 powinna być równa 34, natomiast według wzoru (6) – 29. Kryterium wyrażone wzorem (5) nie jest zalecane do stosowania, ze względu na to, że powoduje ujawnienie zbyt wielu szczegółów, aby można było przyjąć, że histogram poprawnie reprezentuje nieznaną rzeczywistą funkcję gęstości (Węglarczyk, Kulig, 2001).

Drugie z przytoczonych kryteriów, wyrażone wzorem (6), umożliwia przyjęcie mniejszej liczby przedziałów niż tej, według wzoru (5). Jednakże, jak piszą S. Węglarczyk i M. Kulig (2001), trudno jest o kryterium jednoznacznego wyboru jednej wartości r i „…wybór ten zawsze będzie subiektywny". W pracy przyjęto 30 przedziałów klasowych (r=30), o stałej szerokości $\Delta ZW = 5\,mm$, spełniając tym samym w przybliżeniu zalecenie wyrażone wzorem (6), aby wartość r pozostawała w określonym stosunku do n. Stosunkowo dużą liczbę przedziałów klasowych przyjęto jednak głównie w celu wizualizacji pełnego zakresu zmienności wilgotności w poszczególnych miesiącach, a zarazem po to, aby kształt histogramu poprawnie ilustrował strukturę danych.

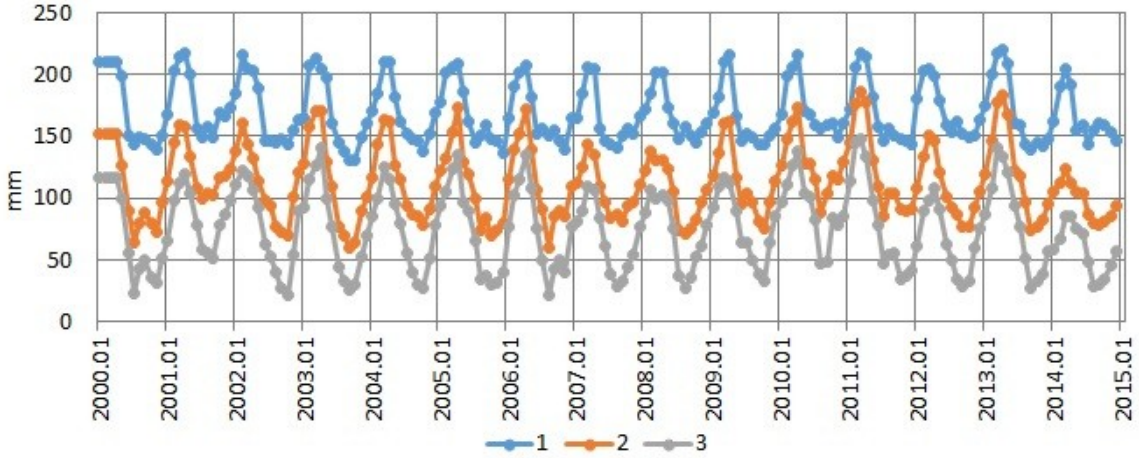
Wyniki

Średnie miesięczne zapasy wody w glebie, uzyskane dla wielolecia 2000-2014, charakteryzują się znaczną zmiennością (rys. 1). Od listopada do lutego następuje wyraźny wzrost wilgotności gleby w całej Polsce. W marcu, struktura przestrzenna uwilgotnienia jest zbliżona do występującej w lutym. Natomiast w kolejnych miesiącach, aż do sierpnia, wyraźnie zaznacza się stopniowy spadek zapasów wody. Najniższe wartości, od 50 mm do 70 mm, występują w obszarze środkowej Polski, od czerwca do sierpnia. Wzrost uwilgotnienia następuje jesienią, począwszy od października i listopada.


a)
b)
c)
d)
e)
f)
g)
h)
i)
j)
k)
l)
0 125 250 500 Km
mm
52.2 - 60
60.1 - 70
70.1 - 80
80.1 - 90
90.1 - 100
100.1 - 110
110.1 - 120
120.1 - 130
130.1 - 140
140.1 - 150
150.1 - 160
160.1 - 170
170.1 - 180
180.1 - 190
190.1 - 200

Rys. 1 Przestrzenne rozmieszczenie średniego miesięcznego zapasu wody w Polsce w powierzchniowej warstwie 0-50cm gleby w miesiącach: listopad (a), grudzień (b), styczeń (c), luty (d), marzec (e), kwiecień (f), maj (g), czerwiec (h), lipiec (i), sierpień (j), wrzesień (k), październik (l). Wieloletnie średnie miesięczne w każdym pikselu obliczone na podstawie 15 wartości jednoimiennych miesięcznych z wielolecia 2000-2014

Fig. 1. Spatial distribution of mean monthly soil water storage in Poland in the 0-50 cm surface soil layer in months: November (a), December (b), January (c), February (d), March (e), April (f), May (g), June (h), July (i), August (j), September (k), October (l). Mean monthly values in each pixel calculated over the years 2000-2014 based on 15 singular monthly values

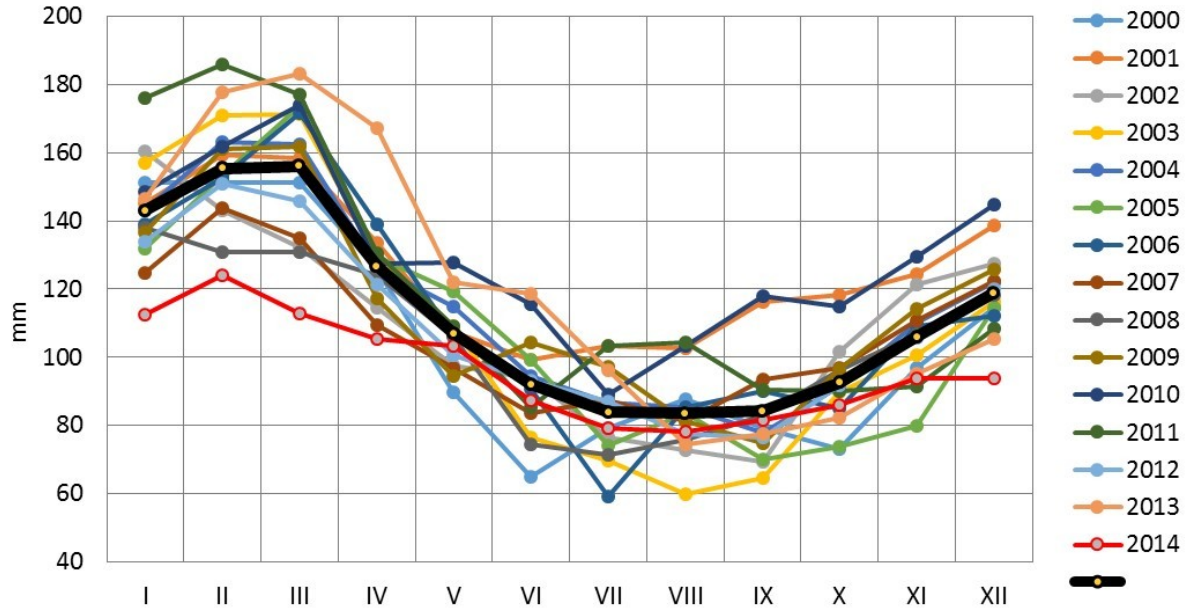


Rys. 2 Seria czasowa średnich miesięcznych zapasów wód glebowych w Polsce w latach 2000-2014; dla każdego miesiąca podano wartość maksymalną (1), średnią obszarową (2) i minimalną (3)

Fig. 2. Time series of mean monthly soil water storage in Poland in years 2000-2014; for each month it is given the maximum (1), spatial mean (2) and minimum (3)

Wieloletni i sezonowy przebieg zmienności średniego uwilgotnienia na obszarze Polski przedstawiono na rysunkach 2 i 3. Najniższe średnie zapasy wody w glebie wystąpiły w czerwcu 2000 r. (64.8 mm), w sierpniu 2003 r. (59.8 mm), oraz w lipcu 2006 r. (59.2 mm). Skrajnie wysokie uwilgotnienie wystąpiło w 2010 r. w miesiącach od maja do grudnia i stanowiło 110-140% wartości średnich. W 2001 r., w miesiącach od sierpnia do grudnia zapasy wody były również wysokie, od 116 do 138% wartości średnich. Na uwagę zasługuje 2014 r., w którym zapasy wody były szczególnie niskie

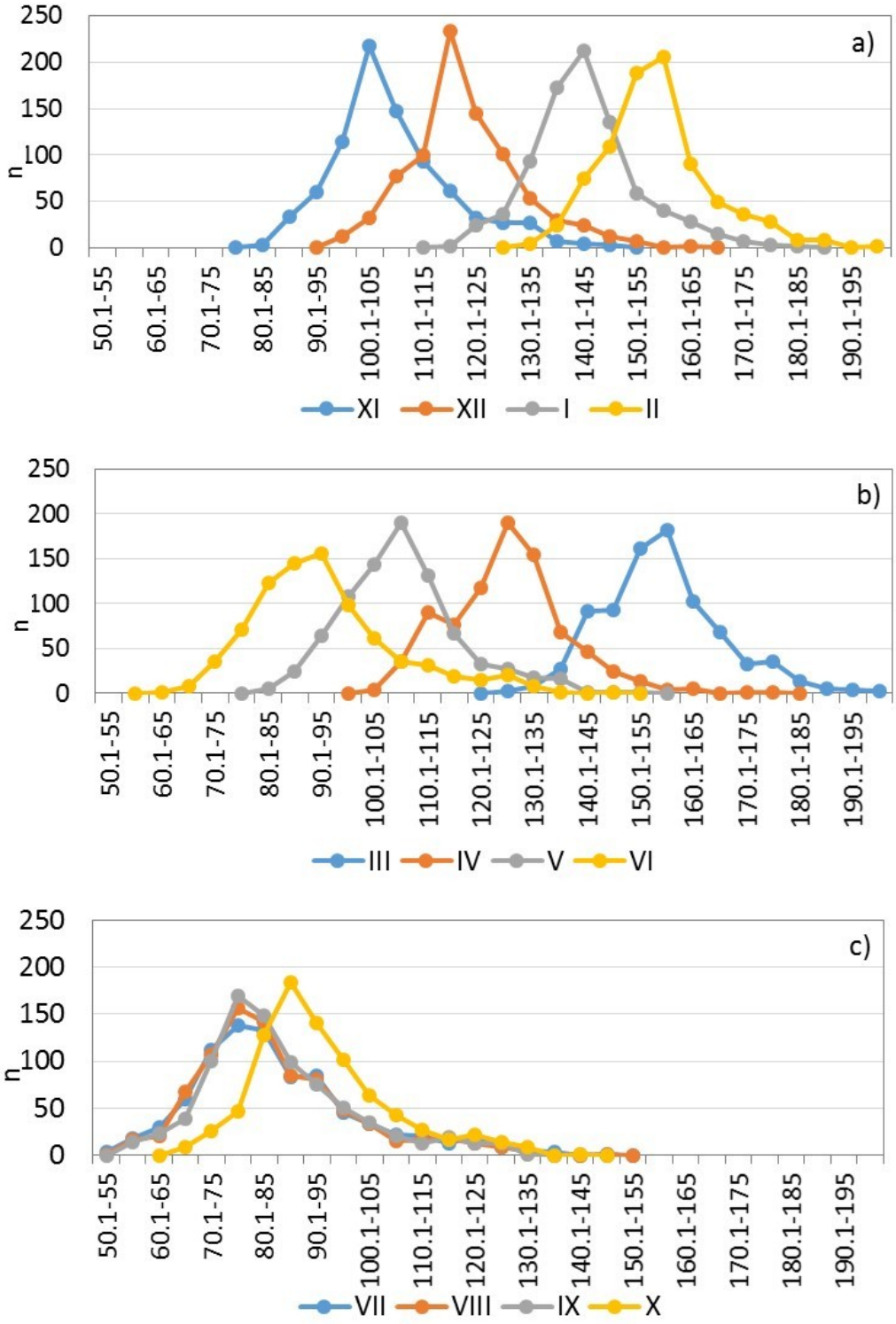
w miesiącach od stycznia do kwietnia i wynosiły tylko 79-83% ich średnich wieloletnich. Równie niskie uwilgotnienie zaobserwowano pod koniec roku, od listopada do grudnia (79-88% średnich).



Rys. 3 Sezonowa (miesięczna) zmienność zapasu wody w powierzchniowej warstwie gleby 0-50 cm w latach 2000-2014; wartości średnie w Polsce. Kolorem czarnym oznaczono wartości średnie miesięczne dla wielolecia

Fig. 3. Seasonal (monthly) variability of the soil water storage in the 0-50 cm surface soil layer in years 2000-2014; mean values over the territory of Poland. Black line indicates long-term mean monthly values

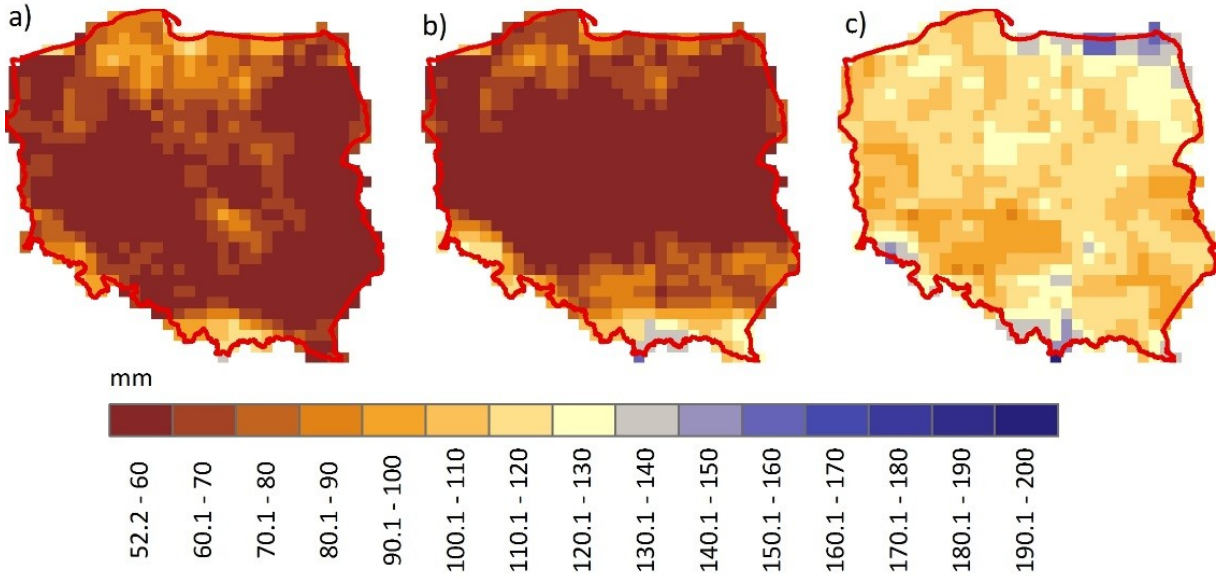
Częstość wieloletnich średnich miesięcznych zapasów wód glebowych obliczono w przyjętych przedziałach wilgotności gleby o szerokości $\Delta ZW = 5\,mm$ i przedstawiono jako łamane częstości histogramów. Są to krzywe złożone z linii łączących środki górnych odcinków słupków histogramu. Wartości maksymalne krzywych prezentują liczebność pikseli w przedziale zapasów występujących najczęściej. Krzywe nakładające się na siebie są charakterystyczne dla miesięcy o zbliżonej częstości zapasów w poszczególnych przedziałach wilgotności. Natomiast krzywe przesunięte względem siebie wzdłuż osi poziomej reprezentują odmienne warunki wilgotnościowe. „Wędrowanie" krzywych w kierunku coraz mniejszych wilgotności oznacza stopniowe przesuszanie obszaru.



Liczebność pikseli (n) określono w 30 wyróżnionych przedziałach klasowych
Pixel frequency (n) was determined in 30 classes

Rys. 4 Rozkład częstości glebowych zapasów wody (mm) w Polsce w miesiącach listopad - luty (a), marzec - czerwiec, (b) oraz lipiec - październik (c)
Fig. 4. Frequency distribution of the soil water storage (mm) in Poland during months: November – February (a), March – June (b) and July – October (c)

Odwrotnie – „przesuwanie się" krzywych w kierunku wartości coraz większych – jest charakterystyczne dla zwiększania się zapasów wody glebowej. Rozkład częstości zapasów wody, przedstawiony na rys. 4, potwierdza hipotezę o uzupełnianiu zapasów wody glebowej w Polsce w miesiącach od listopada do lutego i marca. W tych miesiącach przestrzenny rozkład zasobów wód glebowych w Polsce jest jednomodalny, z dominantą w przedziale od 100.1-105 mm w listopadzie, do 155.1-160 mm w lutym i marcu (rys. 4a). Od marca do czerwca (rys. 4b), zapasy wody są coraz mniejsze, a ich dominanty maleją od 155.1-160 mm w marcu do 90.1-95 mm w czerwcu. W lipcu, sierpniu i wrześniu na największym obszarze Polski występują zapasy wody z przedziału 75.1-80 mm, zaś w październiku – 80.1-85 mm.



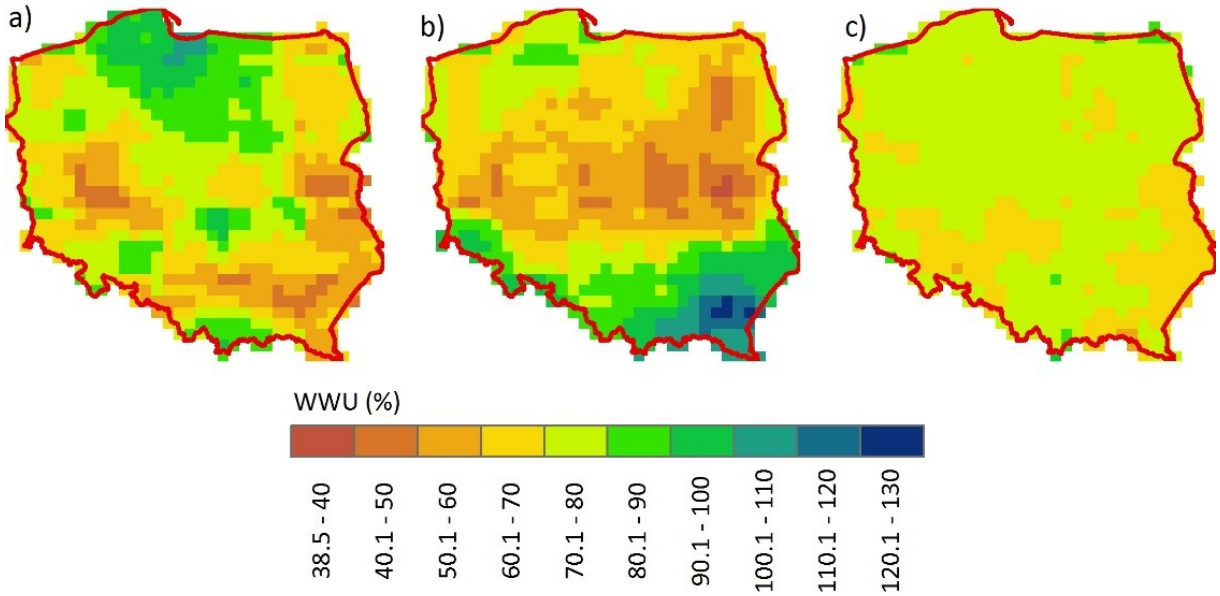
Rys. 5. Zapas wody glebowej w Polsce w powierzchniowej warstwie gleby o miąższości 0-50cm w sierpniu 2003 r. (a), w lipcu 2006 r. (b) oraz w marcu 2014 r. (c)

Fig. 5. Soil water storage over Poland in the 0-50cm surface soil layer in August 2003 (a), July 2006 (b) and March 2014 (c)

Ekstremalnie niskie zapasy wód glebowych pojawiły się na dużym obszarze Polski w sierpniu 2003 r. oraz w lipcu 2006 r. (rys. 5a, 5b). W tych miesiącach wskaźnik względnego uwilgotnienia *WWU* (obliczony według równania 3), wyrażony stosunkiem średniego miesięcznego zapasu wody

$ZW_{m,n}$ do wieloletniego średniego miesięcznego zapasu wody $\overline{ZW_m}$ (porównaj rys. 1g i 1h), był jednak zróżnicowany i kształtował się w zakresie od 40 do 70% (rys. 6a, 6b).

W 2014 r., w wilgotnym zwykle marcu, na przeważającym obszarze Polski wskaźnik względnego uwilgotnienia także wyniósł 70-80%, a miejscami był nawet niższy (rys. 5c, 6c). Szczególnie wysokie zapasy wody występowały zaś w okresie od lipca do grudnia 2010 r. oraz od sierpnia 2010 r. do marca 2011 r. (rys. 2).



Rys. 6 Wskaźnik względnego uwilgotnienia WWU (%): w sierpniu 2003 r. (a), w lipcu 2006 r. (b) oraz w marcu 2014 r. (c)

Fig. 6. Index of relative soil water storage WWU (%): in August 2003 (a), July 2006 (b) and March 2014 (c)

Wnioski

W pracy rozpoznano zmienność czasową i zróżnicowanie przestrzenne glebowych zasobów wodnych w obszarze Polski w latach 2000-2014, wyrażonych poprzez zapas wody w powierzchniowej warstwie gleby o miąższości 50 cm. Uzyskane wyniki badań są podstawą sformułowania następujących wniosków:

1. Dane GLDAS mogą stanowić cenne źródło informacji, która uszczegóławia, w stosunku do danych naziemnych, obraz struktury przestrzennej stanu uwilgotnienia Polski. Wykazano przydatność danych GLDAS do analiz mezoskalowych. W przyszłości dane GLDAS dla obszaru Polski powinny zostać poddane walidacji poprzez ich korelację z danymi naziemnymi lub danymi modelowymi o większej rozdzielczości przestrzennej.
2. Uzupełnianie zapasów wody glebowej w Polsce następuje na ogół w miesiącach od października-listopada do marca, natomiast ubytki wody, aż do wystąpienia istotnych susz glebowych, mogą mieć miejsce w półroczu letnim, od kwietnia do sierpnia. Jednocześnie duże uwilgotnienie może występować niekiedy w okresie letnim, w przypadku ekstremalnie wysokich opadów. W poszczególnych latach, na skutek zmienności warunków pogodowych, w tym opadu i ewpotranspiracji, rozwój suszy może przebiegać odmiennie, a jej symptomy mogą pojawiać się również w miesiącach półrocza zimowego.
3. W latach 2000-2014 oznaki suszy pojawiły się zarówno w półroczu letnim (w sierpniu 2003 r. oraz w lipcu 2006 r.), jak również w półroczu zimowym (w marcu 2014 r.). Obszary o najniższym uwilgotnieniu, w największym stopniu zagrożone suszą glebową, występują w pasie nizin, od wschodu, poprzez Polskę środkową, do zachodnich granic. Powodem glebowych susz letnich było występowanie długotrwałych okresów bezopadowych i wysokich temperatur powietrza.
4. W latach 2000-2014 miesiącami wyjątkowo wilgotnymi okazały się maj i czerwiec 2010 r., co było spowodowane intensywnymi opadami na rozległym obszarze Polski. Wyjątkowo wysoka wilgotność gleby w tych miesiącach była poprzedzona śnieżną zimą, z długim okresem utrzymywania się pokrywy śnieżnej. Późne roztopy, dopiero w drugiej połowie marca, były przyczyną wysokiego stanu retencji podziemnej na wiosnę, przewyższającego normy wieloletnie. W konsekwencji, znacznie przekroczone normy opadów w maju i czerwcu spowodowały szczególnie wysoki stan retencji wód glebowych.

Podziękowanie. *Dane wykorzystane w niniejszej pracy zostały pozyskane z systemu GLDAS (Global Land Data Assimilation System) finansowanego przez projekt NEWS (ang. NASA's Energy and Water Cycle Study), który jest realizowany w ramach działań NASA. Autor składa podziękowanie anonimowemu Recenzentowi za cenne uwagi i sugestie.*

Acknowledgement. *Data used in this study were acquired from the Global Land Data Assimilation System (GLDAS) project which is funded by NASA's Energy and Water Cycle Study (NEWS) Program. Author is very grateful to Anonymous Reviewer for constructive comments and suggestions.*

Literatura

Jokiel P. (red.), 2008, *Zjawiska ekstremalne i zdarzenia nadzwyczajne w środkowej Polsce*, Folia Geographica Physica, 8, Wyd. UŁ, Łódź, 183 s.

Kędziora A., Kępińska-Kasprzak M., Kowalczak P., Kundzewicz Z.W., Miler A.T., Pierzgalski E., Tokarczyk T., 2014, *Zagrożenia związane z niedoborem wody*, Nauka, 1, s. 149-172.

Paszczyk J., Michalczyk Z., 2012, *Opis i analiza zmienności wskaźnika surowości suszy Palmera na obszarze Polski w okresie 1901-2000,* Acta Agrophysica, 19 (1), 89-110.

Rodell M., Houser P. R., Jambor U., Gottschalck J., Mitchell K., Meng C.-J., Arsenault K., Cosgrove B., Radakovich J., Bosilovich M.,. Entin J. K, Walker J. P., Lohmann D., Toll D., 2004, *The Global Land Data Assimilation System,* Bulletin of the American Meteorological Society, 85 (3), p. 381-394.

Romanowicz R.J., Nachlik E., Januchta-Szostak A., Starkel L., Kundzewicz Z.W., Byczkowski A., Kowalczak P., Żelaziński J., Radczuk L., Kowalik P., Szamałek K., 2014, *Zagrożenia związane z nadmiarem wody,* Nauka, 1, s. 123-148.

Rui H., 2011, *Read me document for Global Land Data Assimilation System V.1(GLDAS-1) Products*.
http://hydro1.sci.gsfc.nasa.gov/data/s4pa/GLDAS_V1/README.GLDAS.pdf

Somorowska U., 2009, *Wzrost zagrożenia suszą hydrologiczną w różnych regionach geograficznych Polski w XX wieku,* Prace i Studia Geograficzne, 43, s. 99-114.

Węglarczyk S., Kulig M., 2001, *O wyższości nieparametrycznego estymatora funkcji gęstości nad histogramem,* Wiadomości IMGW, 24 (2), s. 59-69.

Zawadzki J., Kędzior M.A., 2014, *Statistical analysis of soil moisture content changes in Central Europe using GLDAS database over three past decades,* Central European Journal of Geosciences, 6 (3), p. 344-353.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

STACHURA-WĘGIEREK AGNIESZKA

„Pectore-Eco" Sp. z o.o., Gliwice

BILANSOWANIE ZASOBÓW WODNYCH Z ZASTOSOWANIEM NARZĘDZI GIS

BALANCING WATER RESOURCES USING GIS TECHNIQUES

Streszczenie. Przedmiotem niniejszych rozważań jest przedstawienie założeń i metod przyjętych do sporządzania bilansów wodnogospodarczych realizowanych przez „Pectore-Eco" Sp. z o.o. w ramach opracowanych warunków korzystania z wód zlewni. Bilans wodnogospodarczy wykonywany dla zlewni to przede wszystkim analiza oraz przedstawienie sposobu i poziomu wykorzystania zasobów wód powierzchniowych i podziemnych, a także możliwości dalszego dysponowania tymi zasobami w miarę potrzeb, z uwzględnieniem konieczności zapewnienia równowagi ekologicznej wód i ekosystemów od wód zależnych. W referacie zostały przytoczone wyniki zrealizowanych bilansów wodnogospodarczych dla zlewni rzek Brdy, Redy, Baryczy, Ropy, Łady oraz zlewni bilansowej Górnej Odry. Dla sporządzonych bilansów opisano metodykę obliczeń hydrologicznych, założenia aplikacji, przykłady praktycznego zastosowania przyjętych założeń metodycznych oraz główne wnioski z realizacji przeprowadzonych prac. Realizowane przez „Pectore-Eco" Sp. z o.o. bilanse wodnogospodarcze zlewni przeprowadzane są z zastosowaniem aplikacji obliczeniowej bazującej na narzędziach GIS wykorzystującej model matematyczny odzwierciedlający strukturę systemu wodnogospodarczego analizowanej zlewni, tj. układ sieci rzecznej, lokalizację użytkowania wód (pobory wody i zrzuty ścieków), zasady pracy głównych obiektów hydrotechnicznych. Poprzez zastosowanie metod hydrologicznych, dane z przekrojów monitoringu ilościowego i jakościowego wód powierzchniowych wykorzystuje się do obliczeń, we wszystkich wyznaczonych przekrojach bilansowych, takich charakterystyk jak: przepływy (gwarantowane, nienaruszalne, średnie dekadowe i charakterystyczne), zasoby dyspozycyjne zwrotne i bezzwrotne oraz ładunki całkowite i stężenia średnie zanieczyszczeń w wodach. Przedmiotowe narzędzie umożliwia prowadzenie wariantowych symulacji gospodarowania wodą w zlewni, w zależności od potrzeb użytkowników. W ramach bilansowania uwzględnia się również wzajemne powiązanie zasobów wód powierzchniowych i podziemnych, dla których również wskazuje się wartości zasobów możliwych do wykorzystania lub ich deficytów.

Abstract. The subject of this discussion is to present the assumptions and methods adopted for the preparation of water resource balance carried out by Pectore-Eco under the conditions of water use in river basin. Water resource balance for the river basin is mainly the analysis and presentation of methods and level of exploitation of surface and groundwater, as well as opportunities for further dispose of these resources as needed, taking into account the need to ensure the ecological balance of water and water-dependent ecosystems. The paper consideres the results of water resource balances

carried out for Brda, Reda, Barycz, Ropa, Łada oraz Górna Odra river basins. For those balances hydrological calculations methodology have been described, assumptions for dedicated applications and examples of the practical application of methodological assumptions and the main conclusions from the implementation of the work. River water resource balances carried out by Pectore-Eco are based on computational application using GIS-based tools. Application is using a mathematical model that reflects the structure of the analyzed river water management system, such as the river network system, the location of water use (abstractions and wastewater discharges), the main working hydraulic facilities. Using hydrological methods to calculate hydrological data from quantitative and qualitative monitoring of surface water allows calculations in all the designated sections of the river network system, such characteristics as flow (guaranteed, inviolable, medium decade and characteristic), available resources and charges and average concentration of pollutants in the water. Developed tool provides carrying a variant simulation of water management in the basin, depending on the needs of users. Balancing includes interrelatedness of surface and ground water resources, for which also calculates the characteristics (available resources or deficits).

Słowa kluczowe: bilansowanie zasobów wodnych, GIS, bilans wodnogospodarczy, model matematyczny, przepływ, stężenia zanieczyszczeń, zasoby wód
key words: balancing water resources, GIS, water resource balance, mathematical model, flow, concentration of pollutants, water resources

Wstęp

Przedmiotem rozważań podjętych w ramach niniejszego artykułu jest przedstawienie założeń i metod przyjętych do sporządzania bilansów wodnogospodarczych, realizowanych przez „Pectore-Eco" Sp. z o.o. (Pectore-Eco) w ramach opracowanych warunków korzystania z wód zlewni. Bilans wodnogospodarczy wykonywany dla zlewni to przede wszystkim analiza oraz przedstawienie sposobu i poziomu wykorzystania zasobów wód powierzchniowych i podziemnych, a także możliwości dalszego dysponowania tymi zasobami w miarę potrzeb, z uwzględnieniem konieczności zapewnienia równowagi ekologicznej wód i ekosystemów od wód zależnych.

Cele

Zgodnie z zapisami art. 116 ustawy z dnia 18 lipca 2001 r. Prawo wodne (Dz. U. z 2012 r. poz. 145, z późn. zm.) dla zlewni sporządza się warunki korzystania z wód, które mają na celu określenie szczegółowych wymagań w zakresie stanu wód, wynikających z ustalonych celów środowiskowych, priorytetów w zaspokajaniu potrzeb wodnych oraz ograniczeń w korzystaniu

z wód niezbędnych dla osiągnięcia ustalonych celów środowiskowych. Konieczność opracowania warunków korzystania z wód dla poszczególnych zlewni wynika z ustaleń Planu gospodarowania wodami na obszarze dorzecza (PGW) i ma za zadanie określenie szczegółowych zasad ochrony zasobów wodnych, a zwłaszcza ich ilości i jakości, w celu osiągnięcia dobrego stanu wód oraz zapewnienie skuteczności działań wskazanych w PGW. Wyniki opracowywanego bilansu wodnogospodarczego, obejmującego pogłębioną analizę stanu zasobów wodnych zlewni (ilościową i jakościową), wspierają decyzyjność w zakresie zapisów warunków korzystania z wód.

Ze względu na przestrzenny charakter zlewni oraz rozmieszczenie istotnych z punktu widzenia procesu bilansowania licznych obiektów na sieci rzecznej, dla opracowania bilansów wodnogospodarczych zdecydowano się zastosować narzędzia bazujące na Systemie Informacji Geograficznej (GIS). Wykorzystanie środowiska GIS w połączeniu z bazodanowym powiązaniem danych wejściowych pozwala na wariantowanie obliczeń, prowadzenie symulacji wykorzystania zasobów, jak również na łatwą i szybką aktualizację bilansu poprzez zmianę zaimportowanych do modelu danych.

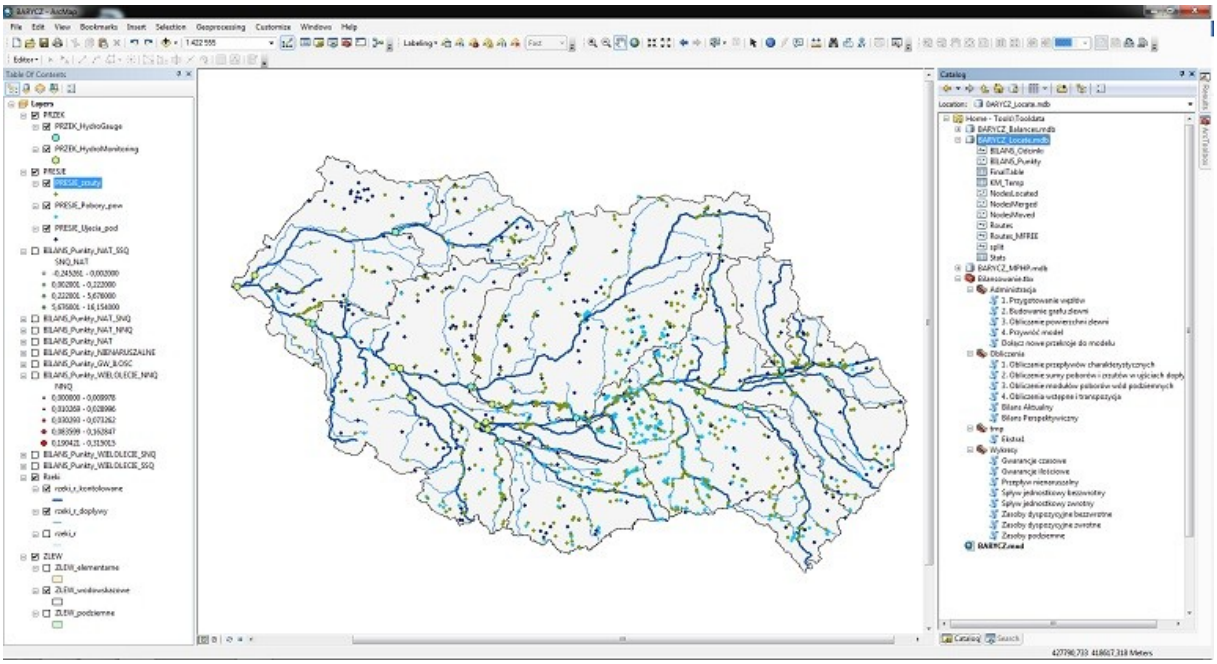
Metodyka badań

Założenia metodyczne, na podstawie których realizowane są bilanse wodnogospodarcze przez Pectore-Eco, oparte są na wskazaniach opracowanych metodyk bilansowania zasobów wodnych w Polsce, w tym przede wszystkim:

- „*Metodyki opracowywania warunków korzystania z wód regionu wodnego oraz warunków korzystania z wód zlewni*", Pro-Woda Warszawa, 2008;
- „*Metodyki jednolitych bilansów wodnogospodarczych*", Hydroprojekt Warszawa, 1992;
- „*Opracowania metodyki bilansu wodnogospodarczego wód podziemnych z uwzględnieniem oddziaływania z wodami powierzchniowymi*", PIG-PIB, 2008.

Dla każdego z realizowanych bilansów, opracowane metodyki różnią się nieznacznie, a zastosowane podejście zależne jest od zakresu i dokładności dostępnych danych wejściowych, na których bazują wykonywane obliczenia, jak również od rodzaju sporządzanego bilansu (bilans ilościowy / jakościowy) oraz oczekiwanych wariantów użytkowania wód.

Wszystkie opracowywane przez Pectore-Eco bilanse wodnogospodarcze zlewni wykonywane są z zastosowaniem aplikacji obliczeniowej bazującej na narzędziach GIS, wykorzystującej model matematyczny odzwierciedlający strukturę systemu wodnogospodarczego analizowanej zlewni oraz zasady pracy głównych obiektów hydrotechnicznych. Aplikacja obliczeniowa wykorzystuje oprogramowanie ArcGIS Desktop 10.0 firmy ESRI, procedury obliczeniowe aplikacji są stworzone w języku Python. Aplikacja wykorzystuje platformę bazodanową MsSQL, w której stworzona jest geobaza z wykorzystaniem ArcGIS zawierająca wszystkie dane wykorzystywane przez aplikację. Narzędzie to umożliwia prowadzenie wariantowych symulacji gospodarowania wodą w zlewni, w zależności od potrzeb użytkowników, jak również aktualizację samego bilansu. Przykładowy widok aplikacji przedstawiono na rys. 1.



Rys. 1. Zrzut ekranu z aplikacji obliczeniowej wykorzystującej środowisko ArcGIS

Fig. 1. Screenshot from application using ArcGIS environment

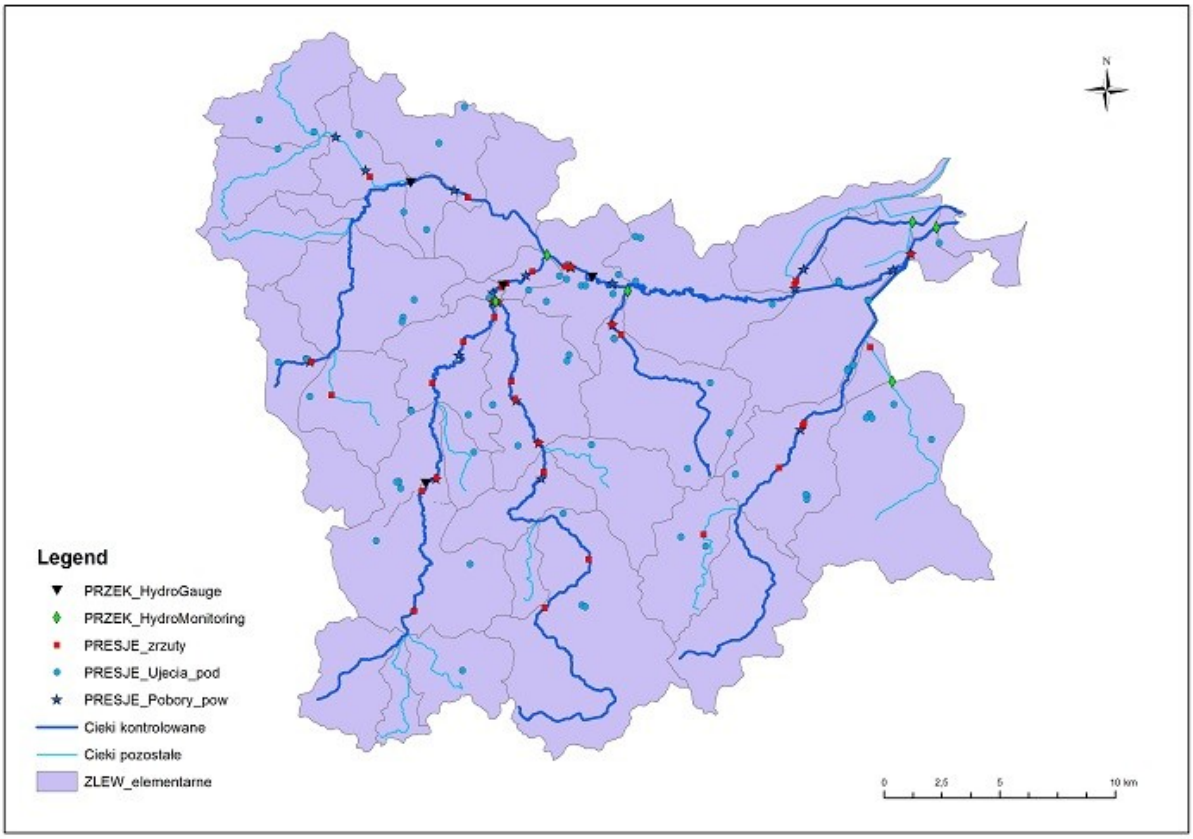
Źródło (source): Hobot A. i in., 2012a

Opracowana w Pectore-Eco aplikacja do wykonywania obliczeń, wykorzystuje następujące dane wejściowe:

– geometryczne (o określonym położeniu przestrzennym), m.in. układ sieci rzecznej, lokalizację punktów monitoringu jakościowego i ilościowego

wód, lokalizację ujęć wód powierzchniowych i podziemnych, punktów zrzutu ścieków, granice jednolitych części wód powierzchniowych (JCWP) oraz jednolitych części wód podziemnych (JCWPd), granice rejonów wodnogospodarczych, lokalizację znaczących urządzeń hydrotechnicznych, tj. zbiorników zaporowych, miejsc rozrządu wód oraz przerzutów wody (rys. 2);

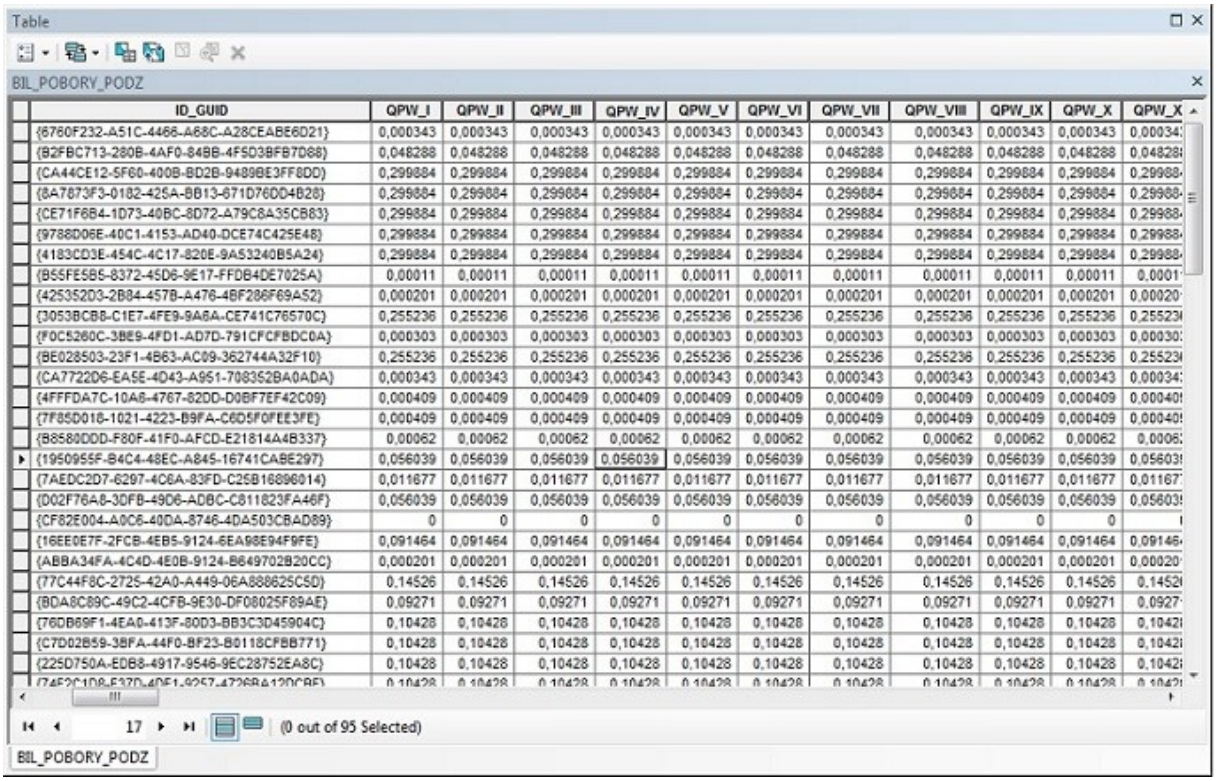
– opisowe, m.in. w postaci danych o przepływach dobowych w punktach monitoringu ilościowego, dane o jakości wód w punktach monitoringu jakościowego, wielkości poborów dla ujęć wód powierzchniowych i podziemnych oraz wielkości odprowadzanych ścieków oraz ich jakości dla punktów zrzutu ścieków (rys. 3).



Rys. 2. Struktura hydrograficzna zlewni rzeki Redy – prezentacja danych przestrzennych stanowiących składową geobazy

Fig. 2. Hydrographic structure of Reda basin – presentation of spatial data being part of geodatabase

Źródło (source): Banaszak K. i in., 2013a



Rys. 3. Tabela zawierająca dane o poborach wód podziemnych w zlewni rzeki Ropy będąca składową bazy danych

Fig. 3. Abstraction of groundwater in Ropa basin - table being part of geodatabase

Źródło (source): Hobot A. i in., 2012e

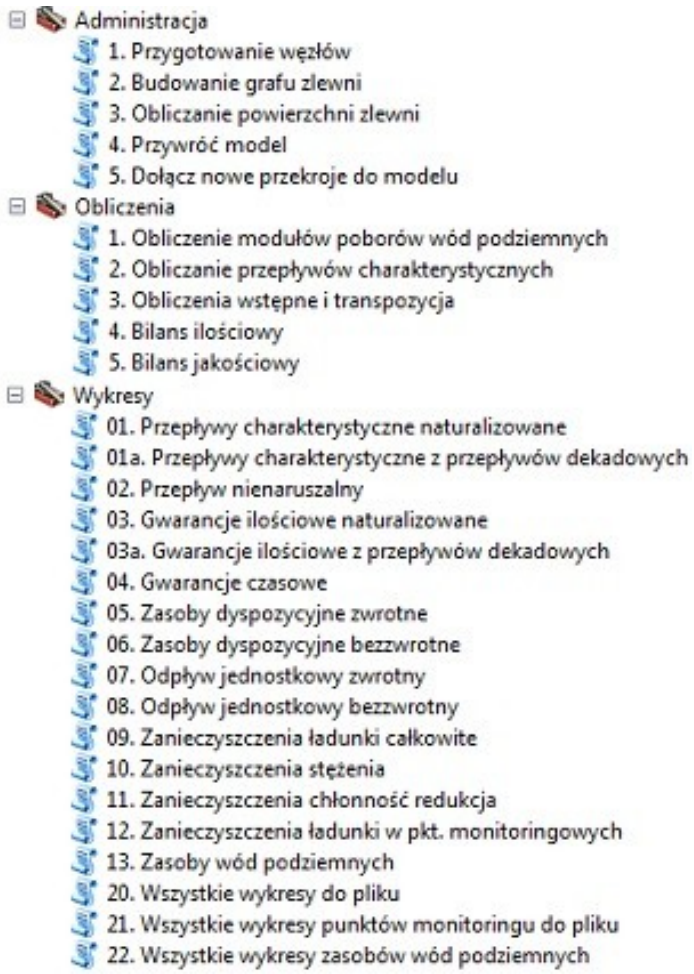
Poprzez zastosowanie w modelu odpowiednich metod obliczeń hydrologicznych, dane z przekrojów monitoringu ilościowego i jakościowego wód powierzchniowych wykorzystuje się do ustalenia we wszystkich wyznaczonych przekrojach bilansowych, takich charakterystyk, jak: przepływy (średnie dekadowe, charakterystyczne, gwarantowane i nienaruszalne), zasoby dyspozycyjne zwrotne i bezzwrotne oraz ładunki całkowite i stężenia średnie zanieczyszczeń w wodach. W ramach bilansowania uwzględnia się także wzajemne powiązanie zasobów wód powierzchniowych i podziemnych, dla których wskazuje się również wartości zasobów możliwych do wykorzystania lub ich deficytów.

Opracowana aplikacja obliczeniowa umożliwia wykonywanie następujących operacji:

– dodawanie nowych oraz usuwanie istniejących użytkowników wód oraz zmiana parametrów gospodarowania wodą dla użytkowników istniejących,

– symulowanie wpływu zmian w zakresie poborów i zrzutów na stan ilościowy i jakościowy wód w zlewni,
– przedstawianie wyników wariantowych analiz bilansowych w postaci zestawień tabelarycznych, profili podłużnych rzek (profile hydrologiczne i hydrochemiczne), wykresów ładunków zanieczyszczeń w punktach pomiarowo kontrolnych monitoringu jakościowego wód powierzchniowych dla zadanych wariantów.

Funkcjonalność aplikacji jest zapewniona przez odpowiednie moduły aplikacji uruchamiane w sposób zbliżony do wbudowanych do oprogramowania ArcGIS narzędzi Toolbox. Są to przykładowo – moduł administracyjny, zawierający procedury związane z przygotowaniem danych do przeprowadzenia obliczeń; moduł obliczeń, zawierający procedury bilansowania jakościowego i ilościowego zasobów wodnych; moduł generowania wykresów, zawierający procedury związane z tworzeniem wykresów przedstawiających profile hydrologiczne / hydrochemiczne wybranych rzek oraz punktów monitoringowych (rys. 4).



Rys. 4. Moduły aplikacji
Fig. 4. Application modules

Źródło (source): Hobot A. i in., 2013

Struktura modułów, może być odmienna w zależności od założeń przyjętych dla danej zlewni, rodzaju bilansu (bilans jakościowy / bilans ilościowy) czy struktury wprowadzonych danych wejściowych.

W ramach obliczeń bilansowych przeprowadzanych z zastosowaniem aplikacji obliczeniowej, uzyskuje się następujące wyniki:

- przepływy dekadowe, charakterystyczne, o określonej gwarancji wystąpienia wraz z wyższymi, nienaruszalne w przekrojach bilansowych w zlewni (w zależności od przyjętych założeń obliczane wg różnych metod),
- gwarancja czasowa zaspokajania potrzeb wodnych użytkowników oraz zasoby dyspozycyjne zwrotne i bezzwrotne w przekrojach bilansowych o wybranych gwarancjach w zakresie 0-100%,
- stężenia i ładunki zanieczyszczeń (BZT_5, N_{og}, P_{og}) w przekrojach bilansowych,
- rezerwy lub deficyty dostępnych zasobów wód podziemnych w układzie JCWPd lub rejonów wodnogospodarczych, z podziałem na poszczególne piętra wodonośne.

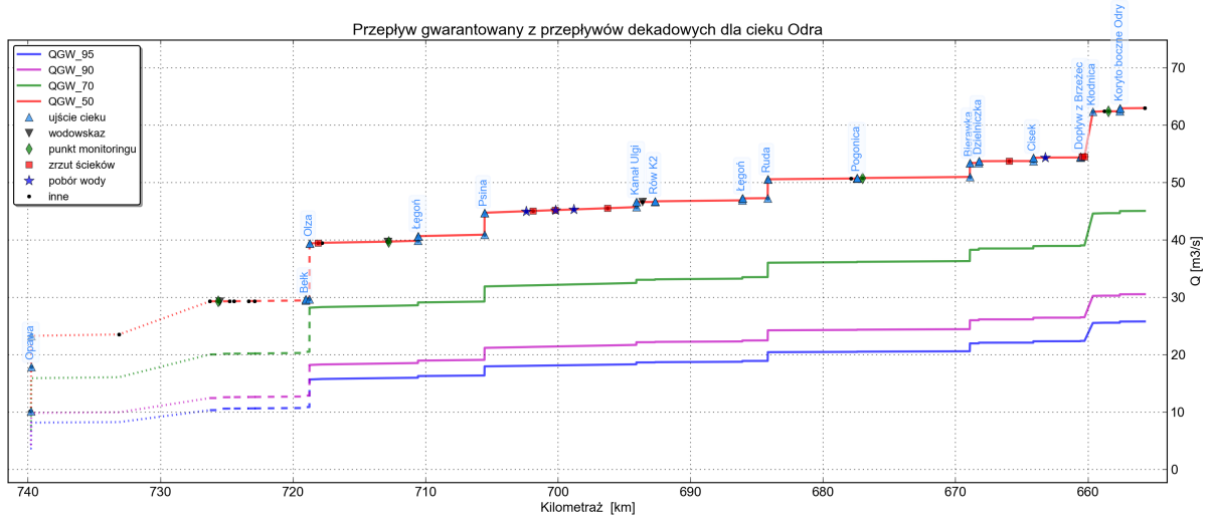
Wyniki bilansowania przedstawiane są zarówno w formie tabelarycznej, jak również w postaci wykresów, których generowanie inicjowane jest poprzez moduł aplikacji „*Wykresy*".

Wyniki badań

Ciągi wartości przepływów dekadowych stanowią podstawę do przeprowadzenia szeregu obliczeń generowanych przez aplikację. Przykładem uzyskanych wyników są przepływy rzeki Górnej Odry i Redy o określonej gwarancji występowania wraz z wyższymi (rys. 5 i 6).

Wykresy (rys. 5 i 6) przedstawiają przepływy o określonym czasie trwania wraz z wyższymi o gwarancji 50, 70, 90 i 95%, jednak w ramach aplikacji obliczane są przepływy dla dowolnej gwarancji z przedziału od 0 do 100%. Z wykresów wynika, iż przepływy o gwarancji wystąpienia 90% na rzece Odrze w zasięgu regionu wodnego Górnej Odry, w analizowanym wieloleciu, przyjmują wartości do 30,5 $m^3 \cdot s^{-1}$, dla rzeki Redy (region wodny Dolnej Wisły) z kolei do 3,0 $m^3 \cdot s^{-1}$. Powyższe wyniki oraz obserwowana zmienność wartości przepływów wzdłuż biegów cieków zależne są od szeregu czynników, tj. wielkości zlewni, charakteru analizowanych cieków, lokalizacji

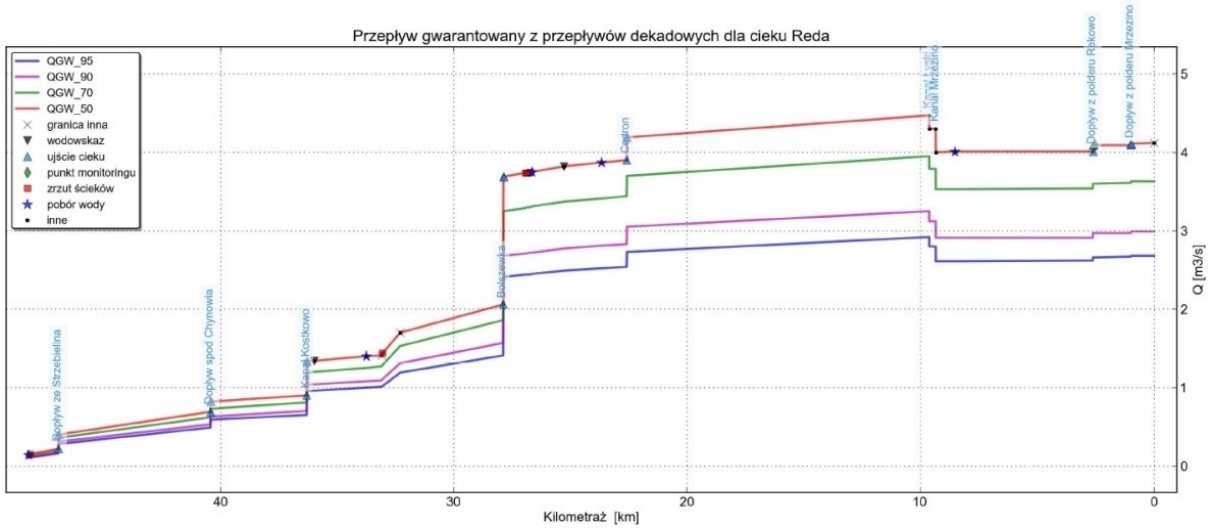
ujęć wód i zrzutów ścieków oraz intensywności użytkowania zasobów w poszczególnych przekrojach.



Rys. 5. Profil hydrologiczny rzeki Górnej Odry – przepływy o wybranych gwarancjach występowania wraz z wyższymi

Fig. 5. Hydrological profile of Upper Odra river – flow with selected guarantee with higher

Źródło (source): Hobot A. i in., 2013

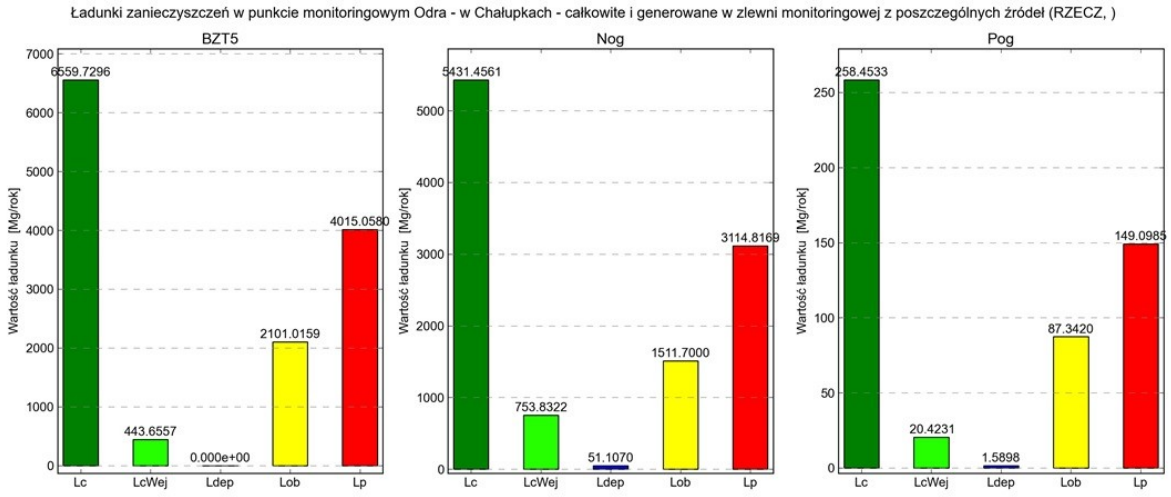


Rys. 6. Profil hydrologiczny rzeki Redy – przepływy o wybranych gwarancjach występowania wraz z wyższymi

Fig. 6. Hydrological profile of Reda river – flow with selected guarantee with higher

Źródło (source): Banaszak K. i in., 2013b

Aplikacja daje również możliwość przeprowadzenia statycznego bilansu jakościowego wód zlewni, dla którego wyniki przedstawiane są w postaci profili hydrochemicznych poszczególnych analizowanych cieków w zlewni. Danymi wejściowymi do przeprowadzenia bilansu są wyniki bilansu ilościowego oraz dane pochodzące z monitoringu jakościowego wód. Ograniczenia wynikające z metod prowadzenia monitoringu jakościowego wód powierzchniowych (częstotliwość poboru prób badawczych), jest przyczyną statycznego charakteru tego bilansu. Przykładowe wyniki w postaci wykresów przedstawiających ładunki analizowanych zanieczyszczeń w punktach monitoringu jakościowego wód powierzchniowych przedstawiono na rys. 7 i 8.



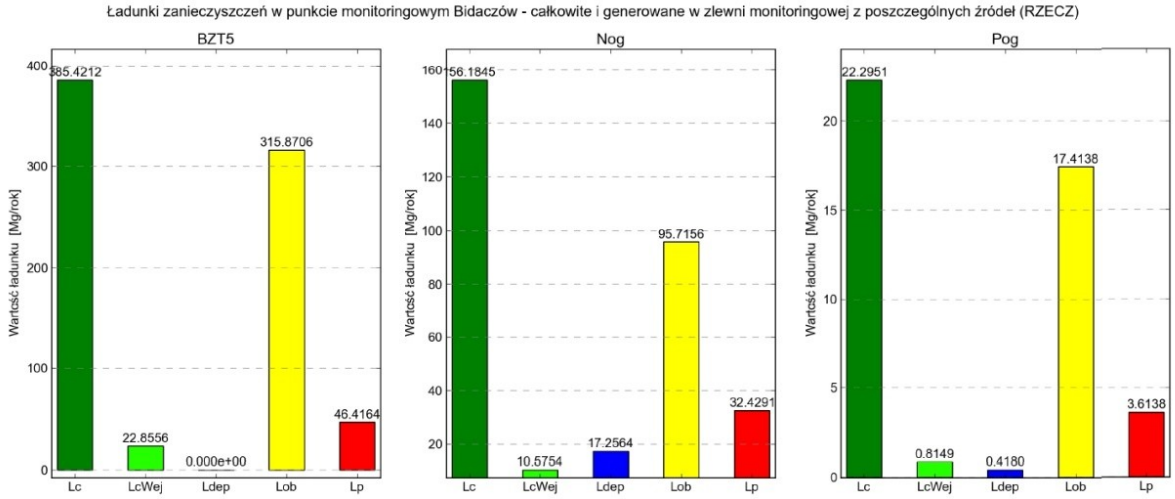
Rys. 7. Wykres ładunków zanieczyszczeń w punkcie monitoringowym Odra w Chałupkach

Fig. 7. Graph showing load of pollutants in monitoring point Odra w Chałupkach

Lc - ładunek całkowity w zlewni punktu monitoringowego zarejestrowany w punkcie monitoringowym zamykającym zlewnię, LcWej - ładunek na wejściu do zlewni pkt monitoringowego (ze zlewni monitoringowych znajdujących się powyżej), Ldep - ładunek pochodzący z depozycji atmosferycznej ze zlewni punktu monitoringowego, Lob - ładunek obszarowy ze zlewni punktu monitoringowego oraz Lp - ładunek punktowy ze zlewni punktu monitoringowego

Lc - complete load of pollutants in monitoring point basin registered in the point closing the basin, LcWej - load of pollutants at the entrance to the monitoring point basin (from the basins located above), Ldep - load of pollutants in atmospheric deposition in the monitoring point basin, Lob - zonal load of pollutants in the monitoring point basin, Lp - load of pollutants from punctual sources in the monitoring point basin

Źródło: Hobot A. i in., 2013



Rys. 8. Wykres ładunków zanieczyszczeń w punkcie monitoringowym Bidaczów na cieku Łada

Fig. 8. Graph showing load of pollutants in monitoring point Bidaczów on Łada river

Lc - ładunek całkowity w zlewni punktu monitoringowego zarejestrowany w punkcie monitoringowym zamykającym zlewnię, LcWej - ładunek na wejściu do zlewni pkt monitoringowego (ze zlewni monitoringowych znajdujących się powyżej), Ldep - ładunek pochodzący z depozycji atmosferycznej ze zlewni punktu monitoringowego, Lob - ładunek obszarowy ze zlewni punktu monitoringowego oraz Lp - ładunek punktowy ze zlewni punktu monitoringowego

Lc – complete load of pollutants in monitoring point basin registered in the point closing the basin, LcWej – load of pollutants at the entrance to the monitoring point basin (from the basins located above), Ldep – load of pollutants in atmospheric deposition in the monitoring point basin, Lob – zonal load of pollutants in the monitoring point basin, Lp – load of pollutants from punctual sources in the monitoring point basin

Źródło (source) : Hobot A. i in., 2012c

Na wykresach (rys. 7 i 8) przedstawiono ładunki zanieczyszczeń w punktach monitoringowych zlokalizowanych w zlewni Górnej Odry oraz Łady. Zlewnia punktu monitoringu jakościowego Odra w Chałupkach (region wodny Górnej Odry), charakteryzuje się znacznym udziałem ładunków zanieczyszczeń pochodzących ze źródeł punktowych, z kolei zlewnia punktu monitoringowego Bidaczów na Ładzie (region wodny Górnej Wisły) ma odmienny charakter i przeważa w niej udział w ładunku całkowitym ładunków z zanieczyszczeń obszarowych.

Podsumowanie

Przedstawione przykładowe wyniki bilansów wodnogospodarczych realizowanych dla zlewni rzecznych, pozwalają m.in. na zdiagnozowanie zagrożeń oraz zidentyfikowanie przyczyn wybranych presji, co umożliwia właściwy dobór uwarunkowań w korzystaniu z wód. Natomiast wprowadzone uwarunkowania będą miały niewątpliwie bezpośredni wpływ na ochronę i przywrócenie właściwego stanu zasobów wodnych w zlewniach. Jednocześnie zastosowanie zaawansowanych rozwiązań informatycznych, tj. aplikacji obliczeniowej bazującej na narzędziach GIS, umożliwia sprawne przeprowadzenie tych analiz wraz z zapewnieniem ich powtarzalności i możliwości bieżącej aktualizacji w przypadku zmian parametrów wejściowych.

Literatura:

Banaszak K., Hobot A., Skuza. M., Stachura-Węgierek A., Darul J., Gajda M., Mutryn J., Hubert K., Komosa M., 2013a, *Warunki korzystania z wód zlewni rzeki Brdy – Etap 2: sformułowanie zakazów, nakazów oraz ograniczeń w korzystaniu z wód*. Opracowanie na zlecenie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Gdańsku, „Pectore-Eco" Sp. z o.o., Gliwice.

Banaszak K., Hobot A., Skuza. M., Stachura-Węgierek A., Darul J., Gajda M., Mutryn J., Hubert K., Komosa M., 2013b, *Warunki korzystania z wód zlewni rzeki Redy – Etap 2: sformułowanie zakazów, nakazów oraz ograniczeń w korzystaniu z wód.* Opracowanie na zlecenie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Gdańsku, „Pectore-Eco" Sp. z o.o., Gliwice.

Hobot A., Banaszak K., Cichy J., Darul J., Gajda M., Gurwin J., Komosa M., Paluszkiewicz B., Stachura A., Wałęga A., Wąsik M., 2012a, *Warunki korzystania z wód zlewni Baryczy. Zadanie 2 Bilans wodnogospodarczy*. Opracowanie na zlecenie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej we Wrocławiu, Konsorcjum firm „Pectore-Eco" Sp. z o.o. oraz Zakład Usług Specjalistycznych MPWiK Sp. z o.o., Gliwice.

Hobot A., Banaszak K., Stolarska M., Sowińska K., Serafin R., Stachura A., 2012b, *Warunki korzystania z wód zlewni rzeki Brdy (SCWP: DW0601, DW0602, DW0603, DW0604, DW0605, DW0607, DW0609) – Etap 1 – Dynamiczny bilans ilościowy zasobów wodnych*. Opracowanie na zlecenie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Gdańsku, „Pectore-Eco" Sp. z o.o., Gliwice.

Hobot A., Banaszak K., Wałęga A., Komosa M., Serafin R., Stachura A., Pradela A., 2012c, *Opracowanie warunków korzystania z wód zlewni rzeki Łady.* Opracowanie na zlecenie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Krakowie, Zakład Usług Specjalistycznych MPWiK Sp. z o.o., Kraków.

Hobot A., Banaszak K., Stolarska M., Sowińska K., Serafin R., Stachura A., 2012d, *Warunki korzystania z wód zlewni rzeki Redy (SCWP: DW1802, DW1803) – Etap 1 – Dynamiczny bilans ilościowy zasobów wodnych.* Opracowanie na zlecenie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Gdańsku, „Pectore-Eco" Sp. z o.o., Gliwice.

Hobot A., Banaszak K., Wałęga A., Komosa M., Serafin R., Stachura A., Pradela A., 2012e, *Opracowanie warunków korzystania z wód zlewni rzeki Ropy.* Opracowanie na zlecenie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Krakowie, Zakład Usług Specjalistycznych MPWiK Sp. z o.o., Kraków.

Hobot A., Banaszak K., Cichy J., Darul J., Dyka M., Gajda M., Mutryn J., Skuza M., Stachura-Węgierek A., Wałęga A., 2013, *Opracowanie warunków korzystania z wód zlewni Górnej Odry.* Opracowanie na zlecenie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Gliwicach, „Pectore-Eco" Sp. z o.o., Gliwice.

Metodyka jednolitych bilansów wodno gospodarczych, 1992, Hydroprojekt Warszawa.

Opracowanie metodyki bilansu wodnogospodarczego wód podziemnych z uwzględnieniem oddziaływania z wodami powierzchniowymi, 2008, PIG-PIB, Warszawa.

Tyszewski S., Herbich P., Indyk W., Jarząbek A., Pusłowska-Tyszewska D., Rutkowski M., 2008, *Metodyka opracowywania warunków korzystania z wód regionu wodnego oraz warunków korzystania z wód zlewni*. Opracowanie na zlecenie Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Krakowie, Pro-Woda, Warszawa.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

STANISŁAWCZYK BEATA, TOMALSKI PRZEMYSŁAW

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych
Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej

SEZONY HYDROLOGICZNE W SZEŚCIU WYBRANYCH RZEKACH POLSKI

HYDROLOGICAL SEASONS IN SIX SELECTED RIVERS OF POLAND

Streszczenie. Prezentowany artykuł ma na celu wydzielenie sezonów hydrologicznych w sześciu wybranych rzekach Polski. Do badań wybrano rzeki zarówno o charakterze górskim (Raba, Nysa Kłodzka), wyżynnym (Tanew), nizinnym (Ner), jak i pojeziernym (Łyna, Słupia) (rys. 1). Materiałem źródłowym były pozyskane z IMiGW–PIB dobowe przepływy tych rzek z wielolecia 1951-2010 (tab. 1). Na podstawie ciągów dobowych przepływów pochodzących z wielolecia, dla każdego przekroju utworzono trzy nowe, 365-elementowe, szeregi czasowe: średnich wieloletnich przepływów w danym dniu ($Q_{śrd}$), współczynników zmienności jednoimiennych przepływów dobowych (Cv_d) oraz współczynników autokorelacji w szeregach tych przepływów uzyskanych dla przesunięcia k=1 (Ra_d). Trzy szeregi zmiennych standaryzowanych ($Q_{śrd}$, Cv_d, Ra_d) stały się podstawą przeprowadzenia, dla każdej rzeki, grupowania hierarchicznego metodą Warda (rys. 2). Do wyznaczenia optymalnej liczby skupień w przeprowadzonym grupowaniu wykorzystano kryterium odległościowe GWZ, a w jednym przypadku zastosowano tak zwaną „regułę Mojeny" (rys. 3). Delimitację sezonów hydrologicznych przeprowadzono według czteroetapowego schematu zaproponowanego i opisanego przez P. Jokiela i P. Tomalskiego (2014). Nazwy sezonów hydrologicznych powstały zgodnie ze schematem zaprezentowanym na rys. 4. W analizowanej grupie rzek wyróżniono 13 sezonów hydrologicznych (tab. 2). Dla poszczególnych rzek zidentyfikowano od 3 do 6 sezonów hydrologicznych. Dany sezon może występować w konkretnej rzece raz bądź nawet kilka razy. Z tego względu liczba wystąpień sezonów hydrologicznych waha się od 7 do nawet 18 (tab. 3). Najbardziej „rozczłonkowane" są hydrogramy przepływu rzek górskich i wyżynnych (liczba wystąpień pojedynczego sezonu w roku wynosi tu ponad 3,5, podczas gdy dla rzek nizinnych i pojeziernych ok. 2 – patrz rys. 5). Między analizowanymi rzekami nie zaznacza się jednak wyraźne podobieństwo terminów występowania i czasów trwania sezonów w ciągu roku (rys. 6). Jedynie rzeki pojezierne cechują się występowaniem wysokich i zmiennych przepływów przez całe półrocze chłodne, natomiast brak tu sezonów o przeciętnych odpływach. Z kolei, w półroczu ciepłym występują w nich niskie przepływy. W ciekach górskich wysokie przepływy pojawiają się pod koniec półrocza chłodnego (chociaż w przypadku Raby trwają one aż do lata). Podsumowując, im dalej od Bałtyku tym termin rozpoczęcia wysokich przepływów opóźnia się oraz skraca czas ich trwania (uwagi te nie dotyczą Raby).

Abstract. The article describes an attempt at the delimitation of hydrological seasons in six rivers from Poland. Rivers are located in the mountain (Raba, Nysa Kłodzka), highland (Tanew), lowland (Ner) and the lakeland (Łyna; fig. 1). The data came from IMGW-PIB and covers the period 1951-2010; tab. 1). Three new time series were created on the basis of multiannual series for daily discharges: the mean multiannual daily outflow ($Qśr_d$), variation coefficients for daily outflows (Cv_d) and the daily outflows autocorrelation coefficient with a t k=1 shift (Ra_d). Standardized data from each river then served as a basis for a procedure of hierarchical clustering in three-dimensional space ($Qśr_d$, Cv_d, Ra_d) based around Ward's method (fig. 2). As a stop method GWZ method or "Mojena rule" (in one case) were adopted (fig. 3). Hydrological seasons separation procedure is based on four steps (Jokiel, Tomalski 2014). The names of the hydrological seasons are formed according to the scheme presented in fig. 4. It is based on the value of the standard deviations of the mean multiannual daily outflow and variation coefficients and on the statistical significance of autocorrelation coefficient.The number of hydrological seasons identified in the examined group of rivers equals 13 (tab. 2). There are 3 to 6 seasons in particular rivers. Each season may occur more than once a year in the studied river. Therefore, number of occurrences of seasons varies from 7 to 18 (tab. 3). Hydrographs of mountain and highland rivers are more fragmented (the number of occurrences of a single season of the year equals here 3.5, while in the lowland and lakeland rivers is about 2 – see fig. 5). There are no season connections among the examined rivers (fig. 6). Only the lakeland rivers are characterized by the presence of high and variable outflows during the cold half year period but there are no seasons with average outflows found. In the warm half year period, lakeland rivers are characterized by the presence of low outflows. In the mountain rivers high outflows occur at the end of the cold half year period (although in Raba river they occur till summer). In general, the further from the Baltic Sea, the later the beginning of high flows and the shorter their durations (these comments do not relate to the Raba river).

słowa kluczowe: sezony hydrologiczne, metoda Warda, Polska
Key words: hydrological seasons, Ward's method, Poland

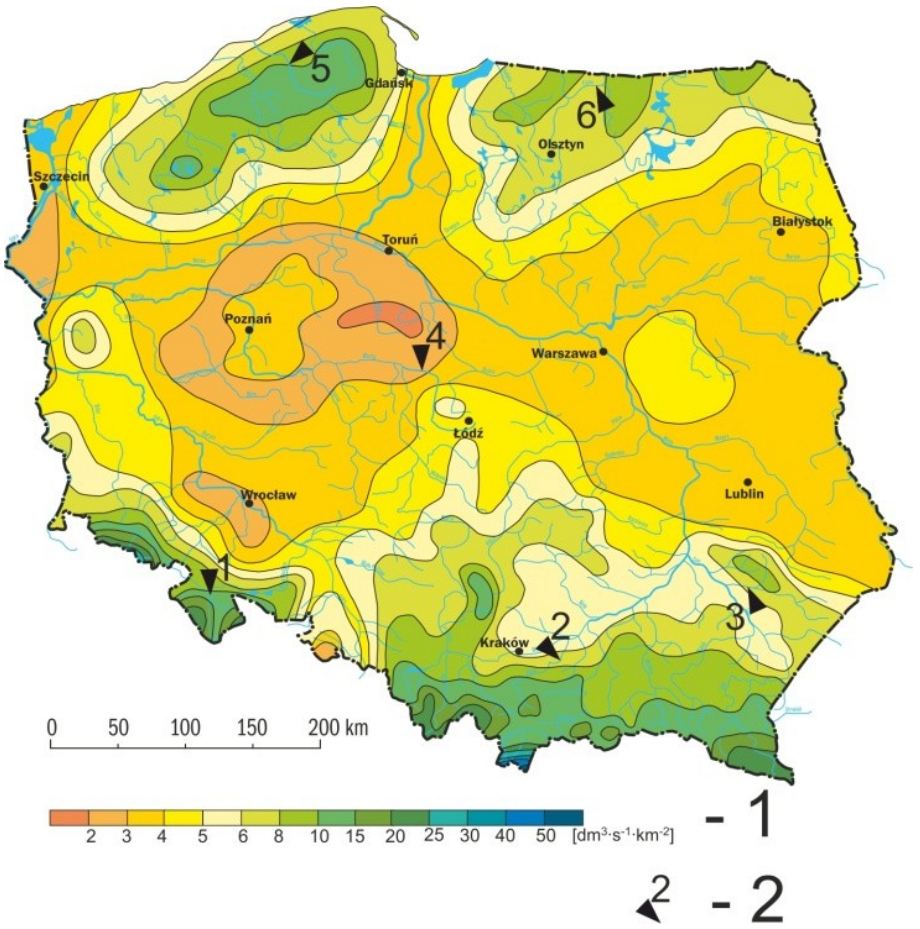
Wprowadzenie

Przepływ rzeczny wykazuje zmienność sezonową determinowaną cyklicznym zróżnicowaniem wielkości i rodzaju opadów oraz natężenia parowania terenowego. Sygnał „wejściowy" do systemu w postaci opadu jest modyfikowany przez procesy zachodzące na obszarze zlewni. Niektóre z nich można uznać za stacjonarne (np. budowa geologiczna), niektóre za quasi-stacjonarne (np. pokrycie terenu), a inne za niestacjonarne (aktualny stan uwilgotnienia gruntu). Zmienność sezonowa i wieloletnia czynników wpływających na przepływ rzeczny powoduje, że występująca w konkretnym roku sekwencja faz odpływu, może być bardzo zmienna w wieloleciu (choć występują w niej pewne „bardziej prawdopodobne" okresy jak choćby wiosenne wezbrania czy letnio-jesienne niżówki). Identyfikacja tych okresów w poszczególnych przekrojach wodowskazowych prowadzi do dzielenia rocznego hydrogramu przepływu na pewne okresy (sezony).

Próby numerycznego wyróżnienia sekwencji dni o podobnym charakterze przepływu były już podejmowane. Różnią się one przede wszystkim podejściem do obliczania charakterystyk odpływu. Jeżeli uznamy, że przepływ rzeczny jest stacjonarnym procesem stochastycznym, to można je obliczać na dwa sposoby: uznając, że jest tylko jedna realizacja procesu (Rotnicka, 1977, 1988), lub że tych realizacji jest wiele np. dla jednoimiennych dni z wielolecia (Jokiel, Tomalski, 2014). Drugie podejście jest stosunkowo nowe, a uzyskiwane wyniki obiecujące, gdyż sezonowy charakter odpływu rzecznego jest już dziś znacząco modyfikowany przez działalność człowieka, w tym gospodarkę wodną. Dostrzegane są w nim różnorodne trendy, wywołane przez te czynniki, a występujące w różnych okresach i porach roku. Stąd procedura delimitacji ewentualnych sezonów, czy okresów hydrologicznych powinna zawierać człon identyfikujący tego rodzaju przemiany reżimu rzecznego. Delimitacja sezonów hydrologicznych według tej procedury została na razie przeprowadzona jedynie dla wybranych rzek środkowej Polski (Jokiel, Tomalski, 2014). Prezentowany artykuł ma więc na celu wydzielenie tych okresów w wybranych kilku rzekach innych regionów Polski. Może to pomóc uchwycić międzyregionalne różnice w liczbie i charakterze sezonów hydrologicznych oraz wskazać dalsze kierunki badań.

Materiał źródłowy

Do badań wybrano 6 autochtonicznych rzek z obszaru Polski zarówno o charakterze górskim (Raba, Nysa Kłodzka), wyżynnym (Tanew), nizinnym (Ner), jak i pojeziernym (Łyna, Słupia). W opinii autorów umożliwi to ocenę wpływu warunków fizycznogeograficznych na specyfikę oraz liczbę wydzielonych sezonów hydrologicznych. Wielkość zlewni wybranych rzek zawiera się w granicach od 1081 km^2 (Nysa Kłodzka) do blisko 3640 km^2 (Łyna). Materiałem źródłowym były pozyskane z IMiGW–PIB dobowe przepływy tych rzek z wielolecia 1951-2010. Rozmieszczenie przekrojów wodowskazowych, z których pochodzą dane prezentuje rys. 1, a podstawowe informacje o badanych zlewniach tab. 1.



Rys. 1. Lokalizacja przekrojów wodowskazowych na tle średniego odpływu jednostkowego w Polsce

Fig. 1. Locations of water gauges as set against their total specific runoff

1 - średni odpływ jednostkowy w Polsce [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]; 2 - lokalizacja przekroju wodowskazowego (numeracja zgodna z tab. 1)

1 - total specific runoff in Poland [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$]; 2 - location of water gauge (numbering according to tab. 1)

Źródło (source): Jokiel, 2004

Na podstawie ciągów dobowych przepływów pochodzących z wielolecia, dla każdego przekroju utworzono trzy nowe, 365-elementowe, szeregi czasowe: średnich wieloletnich przepływów w danym dniu ($Q\acute{s}r_d$), współczynników zmienności jednoimiennych przepływów dobowych (Cv_d) oraz współczynników autokorelacji w szeregach tych przepływów uzyskanych dla przesunięcia k=1 (Ra_d). W analizach nie uwzględniono dnia 29 lutego ze względu na relatywnie niewielką liczbę wystąpień. Statystyczna istotność obliczonych współczynników autokorelacji (na poziomie α=0,05) została zbadana w oparciu o statystykę testową Boxa-Ljunga, którą oblicza się według wzoru (Ljung, Box, 1978):

$$S_{bj} = n(n+2)\sum_{i=1}^{k}\frac{Ra^2_i}{n-1} \quad (1)$$

gdzie:

S_{bj} – statystyka testowa Boxa–Ljunga; n – liczebność próby; k – przesunięcie autokorelacji; Ra_i^2 – współczynnik autokorelacji przy przesunięciu k=1

Tab. 1. Podstawowe informacje o badanych rzekach i ich zlewniach (Podział hydrograficzny Polski 1983)

Table 1. Basic information about examined rivers and catchments (Podział hydrograficzny Polski 1983)

Rzeka / *River*	Wodowskaz *Water gauge*	Pow. zlewni *Catch-ment area* A [km²]	Podstawowe informacje o zlewni *Basic information about catchment*	Horyzont czasowy danych *Time brackets for data*
Nysa Kłodzka	Kłodzko	1081,0	- rzeka górska – bierze początek w Sudetach Wschodnich w Masywie Śnieżnika (stoki Puchacza – 975 m n.p.m.), - źródłowa część zlewni zbudowana ze skał metamorficznych (gnejsy, granito-gnejsy, łupki) oraz piaskowców i margli kredowych (Kotlina Kłodzka), - w odcinku środkowym i dolnym rzeka przepływa przez Nizinę Śląską (Płaskowyż Głubczycki, Równina Niemodlińska, Równina Wrocławska), a zlewnia zbudowana jest głównie z glin morenowych, miejscami występują piaski i lessy.	1951 -2010
Raba	Proszówki	1473,2	- rzeka górska – bierze początek w Beskidach Zachodnich (przełęcz między Gorcami a Beskidem Żywieckim – 780 m n.p.m.), - źródłowa część zlewni zbudowana jest głównie z osadów fliszowych (margle, piaskowce, łupki), - w środkowym biegu rzeka przepływa przez pogórze (między Wielickim a Wiśnickim), gdzie dolina wyraźnie rozszerza się nawet do 2 km; w podłożu utwory fliszowe okresu kredy, pod warstwą łupków i piaskowców oraz glin zwietrzelinowych, - w dolnym biegu rzeki dolina jest bardzo szeroka (do 6 km); w podłożu utwory piaszczyste, miejscami zwydmione.	1956 -2010

Rzeka / *River*	Wodowskaz *Water gauge*	Pow. zlewni *Catch-ment area* A [km²]	Podstawowe informacje o zlewni *Basic information about catchment*	Horyzont czasowy danych *Time brackets for data*
Tanew	Harasiuki	2034,8	- rzeka wyżynna – na obszarze źródłowym (Roztocze) zlewnia położona na wysokości do 390 m n.p.m., natomiast w odcinku ujściowym na 200-220 m n.p.m., - zlewnia zbudowana jest z margli kredowych i wapieni litotamniowych (Roztocze) oraz utworów piaszczystych (Równina Biłgorajska), - w roztoczańskiej części zlewni sieć rzeczna jest rzadka, liczne suche doliny	1958 -2006
Ner	Dąbie	1712,5	- początek rzeki w okolicy Łodzi (210 m n.p.m.), - zlewnia zbudowana jest z utworów akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej (piaski, gliny zwałowe), - w środkowym i dolnym biegu Ner dzieli się na liczne ramiona, - w dolnej części płynie podmokłym dnem pradoliny warszawsko-berlińskiej, - Ner jest odbiornikiem ścieków burzowych oraz komunalnych z obszaru Aglomeracji Łódzkiej.	1951 -2002
Słupia	Słupsk	1452,5	- rzeka przepływa przez liczne jeziora, - zlewnia zbudowana jest głównie z utworów akumulacji lodowcowej: utwory piaszczyste w północnej części zlewni, natomiast w południowej gliny zwałowe, - w odcinku ujściowym rzeki jej dolina wyraźnie rozszerza się (miejscami nawet do 400-600 m), - na rzece zlokalizowano zespół elektrowni wodnych.	1956 -2010
Łyna	Sępopol	3640,3	- rzeka bierze początek w okolicy miejscowości Łyna (160 m n.p.m.), - dolina Łyny jest głęboka (40 m), i wyraźnie zarysowana, - zlewnia zbudowana jest z utworów akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej (piaski, gliny morenowe, utwory sandrowe), - znaczny odsetek powierzchni zlewni stanowią obszary podmokłe, - w górnym biegu rzeka przepływa przez liczne jeziora (największe: Jez. Łańskie).	1959 -2010

Należy zwrócić uwagę, iż nowo utworzone szeregi ($Q_{śrd}$, C_{vd}, R_{ad}) są wyrażone w różnych jednostkach i charakteryzują się także odmiennymi rozkładami. Z tego względu analizy porównawcze między nimi byłyby znacznie utrudnione. W związku z tym przeprowadzono standaryzację wszystkich trzech zmiennych (Kreyszig, 1979) według prostej i często stosowanej procedury:

$$xs = \frac{x_i - x_s}{\delta} \tag{2}$$

gdzie:

xs – zmienna standaryzowana; x_i – zmienna oryginalna;

x_s – średnia arytmetyczna z próby; δ – odchylenie standardowe z próby.

Delimitacja sezonów hydrologicznych

Trzy szeregi zmiennych standaryzowanych ($Q_{śrd}$, C_{vd}, R_{ad}) stały się podstawą przeprowadzenia, dla każdej rzeki, grupowania hierarchicznego. Polega ono na stopniowym łączeniu najbardziej podobnych do siebie obiektów (w tym przypadku dni) w pojedyncze skupienia. W wyniku ostatecznego połączenia wszystkich grup powstaje skupienie, które obejmuje cały 365 elementowy zbiór dni. W procedurze łączenia poszczególnych skupień wykorzystano metodę Warda. Warunkiem połączenia dwóch dowolnych skupień jest zachowanie minimalnej sumy kwadratów odchyleń od środka ciężkości nowopowstałego skupienia. Grupowanie metodą Warda przeprowadza się zgodnie ze wzorem (Parysek, 1982):

$$ESS = \sum_{i=1}^{m} ds_i^2 - \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n} ds_i\right)^2 \tag{3}$$

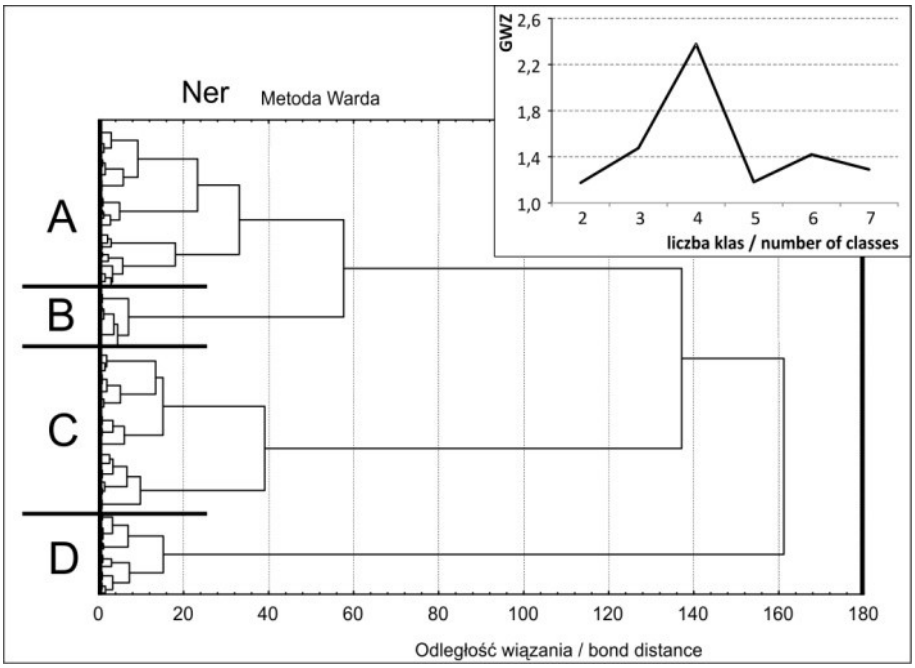
gdzie:

ESS – kryterium Warda;

ds_i – odchylenie i-tego obiektu od środka ciężkości skupienia „s".

Kluczowym etapem omawianej procedury wydzielania sezonów hydrologicznych jest wyznaczenie optymalnej liczby skupień w przeprowadzonym grupowaniu. Istnieje wiele metod, które są z powodzeniem stosowane przy doborze odpowiedniej liczebności klas (skupień). W prezentowanym opracowaniu do tego celu wykorzystano kryterium odległościowe GWZ (Grabiński i in., 1989). By zastosować to

kryterium należy obliczyć ilorazy odległości pomiędzy poszczególnymi skupieniami. Rozpoczynamy od dwóch pierwszych skupień, następnie obliczenia powtarzamy dla coraz większej ich liczby. Otrzymane wyniki najdogodniej przedstawić na wykresie, na którym oś pionowa odpowiada wielkości kryterium GWZ, natomiast pozioma liczbie klas. Optymalną liczbę grup wyznacza wówczas pierwsze „lokalne maksimum" kryterium GWZ. Grupowanie metodą Warda oraz wykres wielkości kryterium GWZ przedstawia rys. 2.



Rys. 2. Dendrogram podobieństwa „typów dni" o podobnej dynamice przepływu i wartości kryterium wyboru najlepszej liczby klas taksonomicznych (*GWZ*) dla Neru

Fig. 2. Dendrogram of similarity of „types of days" with alike dynamic of discharge and the value of criterion the best number of classes (GWZ) for Ner river

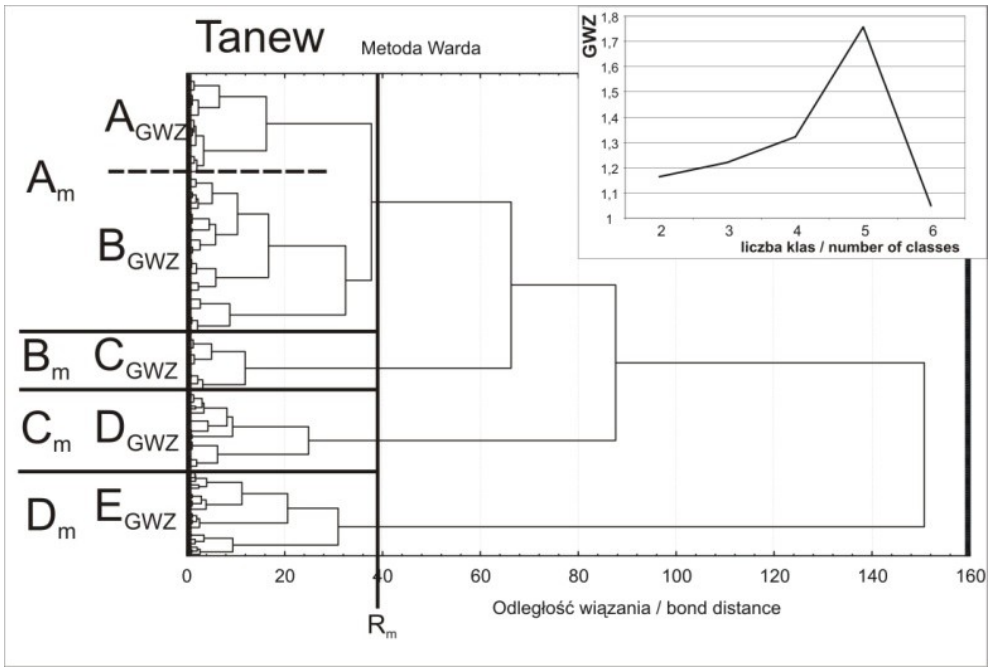
Metoda GWZ daje dobre wyniki podziału na liczbę klas i jest polecana do stosowania w analizie skupień (Milligan, Cooper, 1985). W badaniu przeprowadzonym dla 6. elementowego zbioru rzek w jednym przypadku (Tanew) odległość między środkami skupień, uzyskana w toku procedury GWZ była jednak zbyt mała (rys. 3). W tym przypadku kryterium wskazuje, że najlepszy jest podział na 5 klas taksonomicznych. Niewielka odległość do kolejnego wiązania oraz fakt, że zachodzi ono w tej samej strefie dendrogramu (kolejne ma być łączenie grup AGWZ i BGWZ – por. rys. 3) sugeruje, że skupienia te mają jednak bardzo podobne cechy. Obliczone dla każdej z tych klas średnie

wielkości $Q_{śrd}$, Cv_d, Ra_d potwierdziły to podejrzenie. W tym przypadku zastosowano więc tak zwaną „regułę Mojeny" (Mojena, 1977), której formuła ma postać:

$$R_m = d_h + d_{dh} \cdot b \tag{4}$$

gdzie:

R_m – „reguła Mojeny"; d_h – średnia odległość łączenia skupień; d – odchylenie standardowe odległości łączenia skupień; b – stała równania (2,75-3,50).



Rys. 3. Dendrogram podobieństwa „typów dni" o podobnej dynamice przepływu i wartości kryteriów wyboru najlepszej liczby klas taksonomicznych dla Tanwi

Fig. 3. Dendrogram of similarity of „types of days" with alike dynamic of discharge and the value of criterions the best number of classes for Tanew river

GWZ - wartości kryterium GWZ, A_{GWZ}, …, E_{GWZ} - klasy taksonomiczne wydzielone dzięki kryterium GWZ, R_m - wartości „reguły Mojeny", A_m, …, D_m- klasy taksonomiczne wydzielone dzięki „regule Mojeny"

GWZ - value of GWZ criterion, A_{GWZ}, …, E_{GWZ} - taxonomic classes delimitated by the GWZ criterion, R_m - value of "Mojena rule", A_m, …, D_m - taxonomic classes delimitated by the "Mojena rule"

Wielkość stałej „b" w równaniu (4) zależy od liczebności próby. Jeżeli jest ona duża (powyżej kilkuset elementów) należy przyjąć wartość górnej granicy przedziału. Grupowanie kończymy, gdy odległość najbliższego sumowania będzie większa niż R_m. Zastosowanie tej procedury do określenia

najlepszej liczby skupień w przypadku Tanwi (rys. 3) zredukowało ich liczbę do czterech, ponieważ. połączeniu uległy dwie bardzo podobne grupy opisane powyżej. Kryterium GWZ, stosowane prze autorów metody, jest zatem w większości przypadków dobrym narzędziem do określania najlepszej liczby klas taksonomicznych. W niektórych sytuacjach może być jednak zbyt „czułe" i dzielić w miarę jednorodne skupienia. Wtedy można zastosować mniej „ostre" kryterium na przykład „regułę Mojeny", którą można skalować za pomocą parametru „b" w zależności od liczebności próby.

Każda wydzielona klasa odpowiada określonemu „typowi dni" na, przeciętnym z wielolecia, rocznym hydrogramie przepływu rzeki. W obrębie jednego typu dni wielkości przepływów są podobne, cechują się też podobną zmiennością w wieloleciu, a współczynniki autokorelacji spełniają jeden z trzech warunków: są dodatnie i istotne statystycznie, ujemne i istotne statystycznie, albo nieistotne (bez względu na znak). Uwaga ta odnosi się jednak wyłącznie do typów wyróżnionych w obrębie hydrogramu danej rzeki i na tym etapie analizy poszczególne typy dni nie mają charakteru uniwersalnego – np. typ A w odniesieniu do jednej rzeki niekoniecznie charakteryzuje się tymi samymi cechami jak typ A w przypadku drugiej itd. Wynika to bezpośrednio z faktu, że metodę Warda stosowano do grupowania dni w obrębie szeregów przepływu poszczególnych przekrojów, nie zaś wszystkich przekrojów jednocześnie.

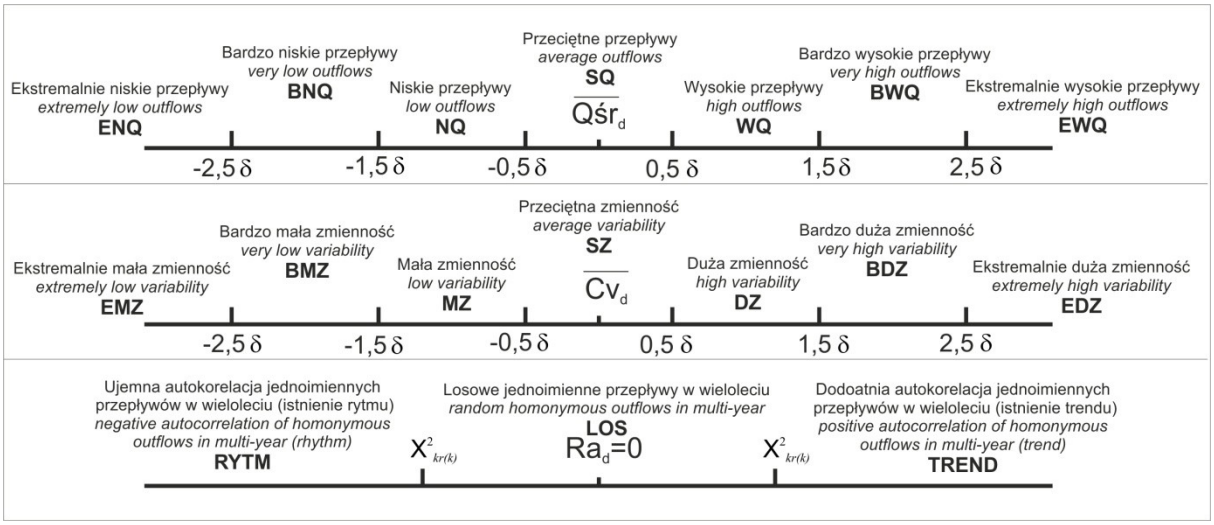
Dysponując informacjami o liczbie „typów dni" charakterystycznych dla każdego badanego przekroju, można rozpocząć właściwą procedurę wydzielania sezonów hydrologicznych. „Typy dni" dla każdej rzeki uszeregowano zgodnie z układem r. hydrologicznego. W jego obrębie dni określonego typu mogą układać się w zwarte i relatywnie długie okresy (np.: BBBBBCCCCC), ale bardzo często występują one naprzemiennie (np.: FDBACCDACEF). Konieczne stało się zatem opracowanie procedury umożliwiającej łączenie różnych „typów dni" w dłuższe sekwencje, które mogłyby zostać poddane dalszej analizie. Za autorami metody przyjęliśmy założenie, że wydzielony sezon posiada takie same cechy jak „typ dni", który go tworzy. Delimitację sezonów hydrologicznych przeprowadzono według poniższego czteroetapowego schematu zaproponowanego i opisanego przez P. Jokiela i P. Tomalskiego (2014):

1. sezon hydrologiczny (lub „jądro" sezonu hydrologicznego) stanowi co najmniej 10-elementowa sekwencja dni tego samego typu,

2. do wyznaczonego w ten sposób sezonu (lub „jądra" tego sezonu) można dołączyć sąsiadujące, krótsze niż 10 elementów serie jednoimiennych dni; warunkiem koniecznym jest jednak, aby serie te były dłuższe od sekwencji innych typów dni, które przedzielają je od tego sezonu (bądź „jądra" sezonu),
3. z pozostałych dni, których nie przyłączono do żadnego sezonu zgodnie z pkt. 1–2, należy tworzyć na hydrogramie przepływu serie co najmniej 10-elementowe; jeżeli w danej sekwencji ponad połowa z dni (np.: dla 10-dniowej serii 6 bądź więcej) stanowi ten sam typ, to seria ta może utworzyć „jądro" nowego sezonu bądź istnieje możliwość jej przyłączenia do sąsiedniego sezonu,
4. sekwencje dni tego samego typu obejmujące mniej niż 10 elementów należy przyłączyć do sąsiadujących sezonów, a wybór sezonu powinien być podyktowany wielkością średnich przepływów.

Powyższa procedura umożliwia wydzielenie odpowiednio długich i względnie jednorodnych okresów na rocznym hydrogramie przepływu dla każdej badanej rzeki, nazywanych sezonami hydrologicznymi. Należy zwrócić uwagę, iż dany sezon może wystąpić w poszczególnej rzece częściej niż raz w roku. Stwarza to dodatkową możliwość oceny stopnia rozczłonkowania hydrogramu przepływu każdej badanej rzeki.

Nazwy poszczególnych sezonów zostały sformułowane według jednolitego schematu w taki sposób, aby już na wstępie wskazywały na ich cechy charakterystyczne. Do tego celu, dla każdego sezonu hydrologicznego, obliczono średnie oraz odchylenia standardowe dla szeregów średnich przepływów dobowych ($Q_{śrd}$) oraz współczynników zmienności jednoimiennych przepływów dobowych (Cv_d). Dodatkowo, przeanalizowano jakie dni przeważają w poszczególnych sezonach jeśli kryterium jest statystyczna istotność i znak obliczonych współczynników autokorelacji Ra_d (czy dominują dni o współczynnikach istotnych i ujemnych, nieistotnych bądź istotnych i dodatnich). Uwzględniając obliczone średnie i odchylenia standardowe, a także statystyczną istotność oraz znak współczynników autokorelacji, zgodnie z przedstawionym schematem (Rys. 4) utworzono nazwy dla wydzielonych sezonów hydrologicznych.



Rys. 4. Schemat tworzenia nazwy sezonu hydrologicznego na podstawie charakterystycznych dla niego cech wieloletniej dynamiki odpływu rzecznego
Fig. 4. Scheme for the naming of hydrological seasons on the basis of features characteristic for its long-term outflow dynamics

δ - odchylenie standardowe analizowanych zmiennych; $Q\acute{s}r_d$ - średni przepływ dobowy w analizowanym sezonie; Cv_d - współczynnik zmienności przepływów w analizowanym sezonie; Ra_d - współczynnik autokorelacji przepływów w analizowanym sezonie przy przesunięciu o rok; $\chi^2_{kr(k)}$ - wartości krytyczne statystyki testowej S_{bj}.
δ - standard deviation of examined characteristics; $Q\acute{s}r_d$ - mean daily outflow in analysed season; Cv_d - variation coefficient for outflow in the analysed season; Ra_d - autocorrelation coefficient for outflow with a one-year shift in the analysed season; ; $\chi^2_{kr(k)}$ - critical values for test statistic S_{bj}

Źródło (source): Jokiel, Tomalski, 2014

Sezony hydrologiczne w wybranych rzekach

Spośród 147 (7×7×3) teoretycznie możliwych sezonów hydrologicznych w analizowanej grupie rzek wyróżniono 13 (tab. 2). Niemal połowa z nich (6 z 13) występuje tylko w jednej z sześciu badanych rzek, co może wskazywać, że dany sezon jest typowy tylko dla wybranego obszaru lub charakterystyczny dla tego jednego cieku (sezony 1, 2, 3, 4, 9, 10). W podanej grupie dominują sezony o bardzo wysokich przepływach i ponadprzeciętnej lub przeciętnej zmienności (sezony 1, 2, 3, 4). Występują one w rzekach górskich (Raba – nr 1, Nysa Kłodzka – nr 3) i wyżynnych (Tanew – nr 2). Wyjątkiem jest tu sezon 4 pojawiający się tylko w nizinnym Nerze. Jest on charakterystyczny tylko dla tej rzeki, a związany z funkcjonowaniem Neru jako odbiornika wód deszczowych z obszaru Łodzi (Jokiel, Tomalski, 2014).

W grupie sezonów występujących tylko w jednej rzece są również takie dla których charakterystyczne są trendy przepływu (sezon 2 i 3). Weryfikacji istnienia wieloletniej tendencji dla każdej rzeki osobno dokonano za pomocą medianowej odmiany nieparametrycznego testu serii dla poziomu istotności α=0,05. Zaletami tego testu jest możliwość jego stosowania przy relatywnie małych próbach i brak wymagań co do normalności rozkładu cechy w populacji. W związku z tym jest on polecany do wykrywania istotności trendu (Mitosek, 2003). Sezon 2 charakteryzuje się trendami w obrębie wysokich i bardzo zmiennych przepływów. Zidentyfikowano go w Tanwi w lutym i marcu, i posiada on relatywnie duży ujemny współczynnik kierunkowy (-0,097). Sukcesywne zmniejszanie się przepływu w tej fazie reżimu można wytłumaczyć zmianami zachodzącymi w zasilaniu poziomów wodonośnych drenowanych przez rzekę. Jest ono wypadkową wysokości opadu i natężenia parowania (zależnego między innymi od temperatury powietrza). W drugiej połowie XX wieku sumy opadów okresu zimowego w południowo-wschodniej Polsce spadały, natomiast temperatury powietrza rosły istotne współczynniki trendu dla stycznia i marca (Kożuchowski, 2000).

Tab. 2. Sezony hydrologiczne wydzielone w analizowanej grupie rzek
Table 2. Hydrological seasons delimitated in analyzed groups of rivers

Nr *No.*	Charakterystyczne cechy sezonu hydrologicznego *Characteristics of hydrological season*	Symbol sezonu *Sezon' symbol*	L
1	bardzo wysokie przepływy, bardzo duża zmienność, losowe	BWQ/BDZ/LOS	1
2	bardzo wysokie przepływy, duża zmienność, trend	BWQ/DZ/TREND	1
3	bardzo wysokie przepływy, przeciętna zmienność, trend	BWQ/SZ/TREND	1
4	bardzo wysokie przepływy, mała zmienność, losowe	BWQ/MZ/LOS	1
5	wysokie przepływy, duża zmienność, losowe	WQ/DZ/LOS	2
6	wysokie przepływy, przeciętna zmienność, losowe	WQ/SZ/LOS	3
7	przeciętne przepływy, duża zmienność, losowe	SQ/DZ/LOS	2
8	przeciętne przepływy, przeciętna zmienność, losowe	SQ/SZ/LOS	4
9	niskie przepływy, bardzo duża zmienność, losowe	NQ/BDZ/LOS	1
10	niskie przepływy, duża zmienność, losowe	NQ/DZ/LOS	1
11	niskie przepływy, przeciętna zmienność, losowe	NQ/SZ/LOS	2
12	niskie przepływy, mała zmienność, losowe	NQ/MZ/LOS	3
13	niskie przepływy, mała zmienność, trend	NQ/MZ/TREND	4

L - liczba rzek, w których występuje dany sezon
L – numbers of rivers in which a specified hydrological season exists;

Drugi sezon z dodatnim Ra_d występuje w Nerze (sezon 4) od połowy grudnia do połowy kwietnia, z krótką przerwą na okres największych mrozów w końcu stycznia. Dotyczy on przepływów bardzo wysokich i występuje w okresie roztopów (również śródzimowych). Współczynnik kierunkowy trendu wynosi tu 0,12. W przypadku Neru istotne statystycznie trendy przepływów zidentyfikowano również w sezonie 13. Występuje on w okresie niskich przepływów okresu jesiennego. Nachylenie linii regresji jest tu relatywnie duże (współczynnik kierunkowy trendu wynosi 0,11). Przyczyną występowania istotnej statystycznie tendencji do wzrostu natężenia przepływu w tych okresach jest funkcjonowanie Neru jako odbiornika wód z kanalizacji deszczowej oraz sanitarnej z Łodzi (por. tab. 1). Zasięg tych sieci zwiększał się sukcesywnie w drugiej połowie XX wieku (tak samo jak powierzchnia odwadnianych przez kanalizację burzową terenów nieprzepuszczalnych). W 1945 r. długość kanalizacji w Łodzi wynosiła tylko 192 km, w 1965 r. – 512 km, by w 1994 r. osiągnąć 1323 km, a w 2004 r. – 1556 km. W tym samym czasie liczba osób korzystających z tej sieci wzrosła z 227 tys. do 742 tys. (Bieżanowski, 2005). Wydaje się zatem, że za istnienie trendu w obrębie sezonu 4, występującego w okresie roztopów odpowiedzialny jest wzrost ilości wody zrzucanej z kanalizacji burzowej w półroczu chłodnym. Dodatnia tendencja przepływów w okresie jesiennym jest zaś wywołana wzrostem ilości wody odprowadzanej do Neru z kanalizacji sanitarnej (sezon 13). Charakteryzuje się ona małą zmiennością w ciągu roku jednak sukcesywnie rośnie w wyniku podłączania do niej coraz to nowych użytkowników. Przyrost ten jest najbardziej znaczący dla przepływu rzecznego w okresie jesiennych niżówek.

Pojedyncze wystąpienia sezonów hydrologicznych zanotowano również w okresach charakteryzujących się niskimi i bardzo zmiennymi przepływami. Wydaje się, że związane są one z indywidualnymi cechami tych cieków. W przypadku Neru (sezon 9), wiąże się to z występowaniem w górnej części zlewni kanalizacji burzowej dużego miasta, a w przypadku Słupi (sezon 10) może być związane z występowaniem wzdłuż jej biegu małych elektrowni wodnych (stąd duża zmienność niskich przepływów). W dolinie Słupi i jej dopływów wybudowano bowiem sześć hydroelektrowni w tym najstarszy zachowany obiekt w Europie – elektrownia Struga w Soszycy (Rachoń, 2002). Jedna z nich zlokalizowana jest w bezpośrednim sąsiedztwie przekroju

wodowskazowego w Słupsku (około 800 metrów powyżej; *Wodowskazy…*, 1969).

Dwa sezony występują w większości rzek (sezon 8 i 13). Pierwszy z nich (nr 8 w tab. 2) charakteryzuje się średnimi względnie stabilnymi w wieloleciu przepływami. Nie zanotowano go jedynie w dwu rzekach, których systemy zawierają jeziora (Łyna i Słupia). W tych przypadkach następuje szybkie przejście od przepływów wysokich do niskich i odwrotnie.

Drugi często występujący sezon cechuje się niskimi przepływami o małej zmienności (nr 13 w tab. 2). W szeregach dobowych przepływów składających się na ten okres stwierdzono dodatnią autokorelację. Oznacza to, że w tym sezonie występuje wieloletnia tendencja. We wszystkich czterech rzekach, w których stwierdzono występowanie tego sezonu procedura testowania potwierdziła występowanie trendu w obrębie niskich i mało zmiennych dobowych przepływów. W trzech przypadkach współczynniki kierunkowe trendu są niewielkie (Raba -0,010; Tanew 0,022; Słupia 0,019). W przypadku Neru trend jest już bardzo wyraźnie zaznaczony (jego przyczyny opisane zostały powyżej). Zauważyć należy, że sezon ten występuje w bardzo różnych rzekach (por. tab. 1) i w różnych terminach (jesienią i zimą w Rabie, jesienią w Nerze, zimą i latem w Tanwi oraz późną wiosną w Słupi). Różne są również kierunki zanotowanej tendencji (spadek przepływów w Rabie przy wzroście w pozostałych rzekach). Przyczyna tych zmian (za wyjątkiem Neru) jest dla autorów póki co niejasna. W badanej grupie 6 rzek występuje on stosunkowo często, jednak w grupie 11 rzek nizinnych (Jokiel, Tomalski, 2014) wystąpił tylko w Nerze. Fakt ten oraz różnokierunkowość linii trendów jak też duża rozpiętość terminów jego występowania nie ułatwia interpretacji uzyskanych wyników. Być może delimitacja sezonów hydrologicznych w większej grupie rzek z obszaru Polski ułatwi wskazanie czynników odpowiedzialnych za charakter tego sezonu hydrologicznego.

W obrębie badanej grupy rzek osiem sezonów ma taką samą charakterystykę jak analogiczne sezony hydrologiczne wydzielone przez P. Jokiela i P. Tomalskiego (2014) dla 11 rzek środkowej Polski. Są to wszystkie sezony delimitowane dla przeciętnych i niskich przepływów (7, 8, 9, 10, 11, 12 i 13) plus sezon 3 (wystąpił w badanej grupie, gdyż Ner znajdował się w obu analizowanych próbach). Sezony opisujące wysokie przepływy są różne w obu grupach rzek. Zauważyć należy, że formowanie się wezbrań jest czynnikiem najbardziej różnicującym reżim przepływów w autochtonicznych zlewniach

o odmiennym charakterze (górskich, nizinnych i pojeziernych; Byczkowski 1996). Zaproponowana metoda delimitacji sezonów hydrologicznych wychwytuje te różnice, a więc może być użyteczna w opisie reżimu tych rzek.

Tabela 3. Liczba wyróżnionych sezonów hydrologicznych i ich wystąpień w obrębie średniego rocznego hydrogramu przepływu rzeki

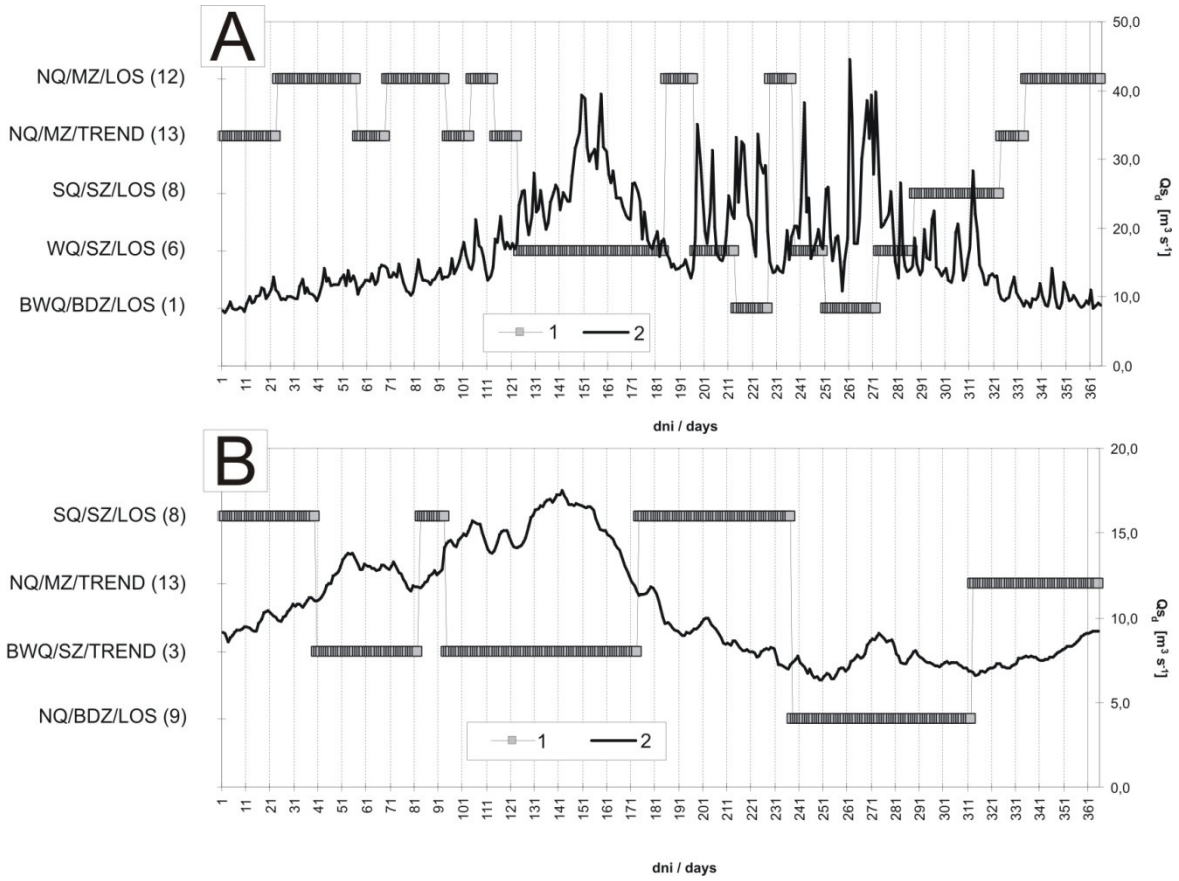
Table 3. Number of hydrological seasons distinguished and their occurrence within the mean annual outflow hydrograph of the river

Rzeka *River*	Liczba sezonów hydrologicznych (numery sezonów) *Hydrological seasons amount (number of season)* [N]	Liczba wystąpień sezonów hydrologicznych *Number of occurrences of hydrological seasons* [n]	Średnia liczba wystąpień pojedynczego sezonu w ciągu r. *Average number of occurrences of single season in year* [$L= n/N$]
Nysa Kłodzka	**4** (3,7,8,11)	16	4,0
Raba	**5** (1,6,8,12,13)	18	3,6
Tanew	**4** (2,7,8,13)	13	3,3
Ner	**4** (4,8,9,13)	7	1,7
Słupia	**6** (5,6,10,11,12,13)	15	2,5
Łyna	**3** (5,6,12)	7	2,3

W badanej grupie rzek zidentyfikowano od 3 (Łyna) do 6 (Słupia) sezonów hydrologicznych (tab. 3). Dany sezon może jednak występować w konkretnej rzece raz (na przykład sezon 12 w Łynie), bądź nawet kilka razy (rekordzistą jest tu sezon 8, który zidentyfikowano w Nysie Kłodzkiej aż siedem razy w ciągu r.). W efekcie liczba wystąpień sezonów hydrologicznych waha się od 7 (Łyna, Ner; rys. 5B) do nawet 18 (Raba; rys. 5A). Zróżnicowany jest również czas ich trwania: od 10 dni (np. sezon 13 w Rabie) do nawet 172 dni (sezon 12 w Łynie).

Sezony hydrologiczne w wybranych sześciu rzekach Polski przedstawia rys. 6. Bardziej „rozczłonkowane" są hydrogramy przepływu rzek górskich i wyżynnych (liczba wystąpień pojedynczego sezonu w roku wynosi tu ponad 3,5 podczas gdy dla rzek środkowej i północnej Polski ok. 2 – patrz tab. 3). Na liczbę wystąpień sezonów ma zatem wpływ charakter zlewni. Małą liczbę wystąpień sezonów zanotowano w ciekach posiadających w systemie rzecznym jeziora. Wyrównują one odpływ w ciągu roku, dzięki temu przepływy nie zmieniają się gwałtownie. Do grupy tej trafił również Ner, który

małą liczbę wystąpień sezonów hydrologicznych zawdzięcza stałemu i znacznemu zasilaniu wodami zrzucanymi z dużej łódzkiej Grupowej Oczyszczalni Ścieków (Bieżanowski, 2005) mającemu podobny charakter do zasilania podziemnego.



Rys. 5. Średnie roczne hydrogramy przepływu Raby (A) i Neru (B) oraz wydzielone sezony hydrologiczne

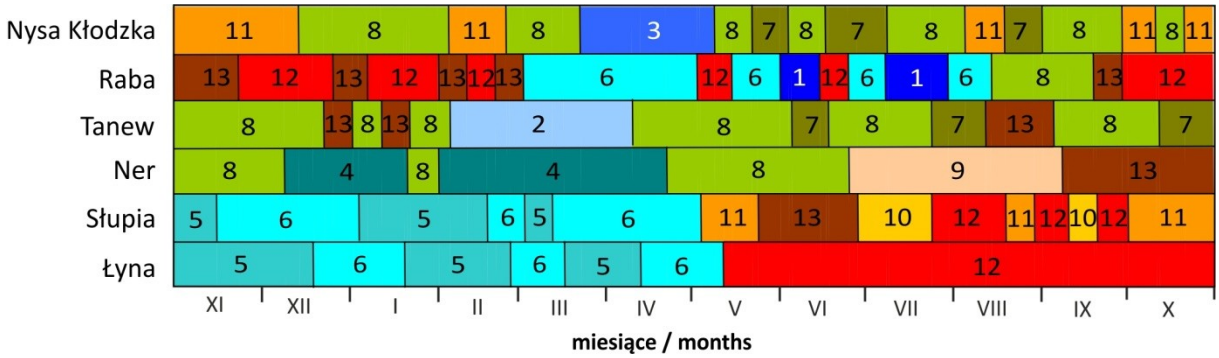
Fig. 5. Mean annual outflow hydrographs for the Raba (A) and Ner (B) and its hydrological seasons

NQ/BDZ/LOS (9) - nazwa sezonu hydrologicznego (numer sezonu hydrologicznego zgodny z tab. 2), Qs_d - przepływ średni dobowy z wielolecia, 1 - sezony hydrologiczne, 2 - hydrogram przepływu

NQ/BDZ/LOS (9) - symbol of hydrological season (number of hydrological season according to Table 2), Qs_d - mean annual outflow, 1 - hydrological seasons, 2 - outflow hydrograph

Największą liczbę wystąpień sezonów hydrologicznych zanotowano w rzekach górskich (Raba, Nysa Kłodzka). Jest to konsekwencją drenowania przez nie płytkich i mało zasobnych zbiorników wodonośnych narażonych na duże wahania poziomu wypełnienia w wyniku czasowej zmienności opadów (zarówno sezonowej jak i wieloletniej). Zwrócić należy uwagę, że różnice

między licznie występującymi i podobnymi sezonami wynikają tu albo z różnic w zmienności przepływów (sezon 7 i 8 w Nysie Kłodzkiej), albo z faktu wykrycia w jednym z nich trendów (sezony 12 i 13 w Rabie). Dodatkowo konfiguracja terenu i budowa geologiczna zlewni sprawiają, że rzeki te są narażone na występowanie krótkotrwałych lecz gwałtownych wezbrań. Sprawia to, że delimitowana w tych ciekach liczba sezonów hydrologicznych jest znaczna.



Rys. 6. Sezony hydrologiczne w wybranych rzekach Polski
Fig. 6. Hydrological seasons in the selected rivers of Poland

Numery sezonów zgodne z tab. 2 *Numbers of seasons according to Table 2*

Między analizowanymi rzekami nie zaznacza się wyraźne podobieństwo terminów występowania i czasów trwania sezonów w ciągu r. (rys. 6). Znaleźć ją można tylko między ciekami o podobnym charakterze. Rzeki pojezierne cechują się występowaniem wysokich i zmiennych przepływów przez całe półrocze chłodne, natomiast brak tu sezonów o przeciętnych odpływach. W półroczu ciepłym występują tu niskie przepływy. W Słupi są to aż 4 sezony o zmienności od małej do dużej, a w jednym przypadku z tendencją do wzrostu przepływów (sezon 13). Inaczej jest w Łynie, w której sezon niskich i mało zmiennych przepływów (nr 12) zdominował niemal całe półrocze letnie. Być może jest to efekt występowania znacznych obszarów podmokłych w jej zlewni (por. tab. 1). Co prawda w okresie letnim parują z nich znaczne ilości wody, ale jednocześnie stanowią one duży zbiornik retencyjny wyrównujący przepływ w tym okresie. Efektu tego nie obserwuje się w Słupi, w której zlewni podmokłości jest mniej, a jednocześnie przepływy zakłócane są przez gospodarkę wodną człowieka (hydroelektrownie). W ciekach górskich wysokie przepływy występują pod koniec półrocza chłodnego. W Nysie Kłodzkiej jest

to sezon mało zmiennych, bardzo wysokich przepływów związanych z roztopami w górach. W Rabie sezon wysokich mało zmiennych, wysokich przepływów (nr 6) związany z roztopami śniegu w górach jest wręcz najdłuższym zwartym sezonem w obrębie hydrogramu rzeki. Po nim następuje mozaika szybko zmieniających się sezonów wysokich i niskich przepływów o zmiennościach od małej do bardzo dużej (sezony 1, 6, 12). Jest to efektem drenowania przez tę rzekę bardzo zmiennych w przestrzeni i mało zasobnych poziomów wodonośnych fliszu karpackiego. Generalnie w badanej grupie sześciu rzek zauważyć można następującą prawidłowość: im dalej od Bałtyku tym termin rozpoczęcia wysokich przepływów opóźnia się oraz skraca czas ich trwania (uwagi te nie dotyczą Raby).

Wnioski

Zaprezentowana metoda wyznaczania sezonów hydrologicznych jest stosunkowo nowa. Wcześniejsze porównanie wydzielonych według tej procedury sezonów hydrologicznych w obrębie hydrogramów przepływu rzek środkowej Polski (Jokiel, Tomalski, 2014) nie dawało pełnego obrazu „działania" schematu obliczeniowego. Niniejsza próba wykazała, że metoda podziału hydrogramu przepływu na względnie jednorodne sezony hydrologiczne sprawdza się i może zostać użyta do opisu aktualnej zmienności, ale także zmian odpływu rzecznego w wieloleciu. Mimo stosunkowo nielicznej próbki rzek z obszaru Polski udało się uchwycić najważniejsze różnice regionalne (oraz „osobnicze") w dynamice przepływu rzecznego:

1. Cieki górskie posiadają wyraźnie większą liczbę wystąpień sezonów hydrologicznych w stosunku do innych rzek. Związane jest to z małą zasobnością poziomów wodonośnych przez nie drenowanych.
2. Wieloletnie tendencje do wzrostu natężenia przepływu w Nerze w dwu sezonach są związane z indywidualnymi cechami tej zlewni, natomiast tendencja występująca w Tanwi – ze zmianami w zasilaniu poziomów wodonośnych drenowanych przez rzekę.
3. Wraz z oddalaniem się od Bałtyku opóźnia się termin rozpoczęcia wysokich przepływów oraz skraca czas ich trwania (z wyjątkiem Raby, w której sezony wysokich przepływów trwają długo choć są przeplatane niżówkami).

4. W rzekach posiadających w swym górnym biegu jeziora nie występują w zasadzie sezony przeciętnych przepływów.
5. W Łynie sezon niskich i mało zmiennych przepływów zdominował niemal całe półrocze letnie. Związane jest to z występowaniem w zlewni tej rzeki dużych obszarów podmokłych.

W opinii autorów procedura wydzielania sezonów hydrologicznych nie jest na pewno pozbawiona wad, ani nie jest metodą w pełni obiektywną. Kształt procedury delimitacyjnej należy poddać dyskusji i być może korektom. Jednak uzyskiwane wyniki są na tyle obiecujące, iż warto zastosować ją do scharakteryzowania i uszczegółowienia procedur delimitacji ustrojów rzecznych dla obszaru całego kraju.

Literatura

Bieżanowski W., 2005, *Z dziejów kanalizacji i wodociągów łódzkich,* Wyd. ZORA, Łódź, 96 s.

Byczkowski A., 1996, *Hydrologia, T. II*, Wyd. SGGW, Warszawa, 333 s.

Grabiński T., Wydymus S., Zeliaś A., 1989, *Metody taksonomii numerycznej w modelowaniu zjawisk społeczno-gospodarczych,* PWN, Warszawa, 278 s.

Jokiel P., 2004, *Zasoby wodne środkowej Polski na progu XX wieku*., Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 114 s.

Jokiel P., Tomalski P., 2014, *Próba wyznaczenia sezonów hydrologicznych w obrębie rocznych hydrogramów przepływu wybranych rzek środkowej Polski*, Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, 2014, z. XX, tom. 2, Warszawa, s. 203-217

Kożuchowski K. (red.), 2000, *Pory r. w Polsce, sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne*, ZDŚiB UŁ, Łódź, 147 s.

Kreyszig E., 1979, *Applied Mathematics*, Willey Press, 880 s.

Ljung G. M., Box G. A. P., 1978, *On a Measure of a Lack of Fit in Time Series Models*, Biometrica, 65, 2, s. 297-303.

Milligan G. W., Cooper M. C., 1985, *An Examination of Procedures for Determining the Number of Clusters in a Data Set*., Psychometrica, 50, 2, s. 159-179.

Mitosek H., T., 2003, *Problemy hydrologii stochastycznej. Procesy stochastyczne, pola losowe i momenty liniowe*, Wyd. Akademii Świętokrzyskiej, Kielce, s. 183.

Mojena R., 1977, *Hierarchical grouping methods and stopping rules: An evaluation*. Computer Journal, 20, 4, s. 359-363.

Parysek J. J., 1982, *Modele klasyfikacji w geografii,* Wyd. UAM, Poznań, s. 224.

Podział hydrograficzny Polski. Cz. I. Zestawienia liczbowo-opisowe, 1983, IMGW, Warszawa, 924 s.

Rachoń J., 2002, *Turystyka jako dochodowa dziedzina gospodarki Pomorza*, Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk, 124 s.

Rotnicka J., 1977, *Teoretyczne podstawy wydzielania okresów hydrologicznych i analizy reżimu rzecznego na przykładzie rzeki Prosny*, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN, XVIII, Poznań, s. 94.

Rotnicka J., 1988, *Taksonomiczne podstawy klasyfikacji reżimu rzecznego*, Wyd. UAM, Ser. Geografia, nr 40, Poznań, s. 238.

Wodowskazy na rzekach polski. Cz I. Wodowskazy w dorzeczu Odry i na rzekach Przymorza między Odrą i Wisłą, 1969, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa, s. 335.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

TOMASZEWSKI EDMUND

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych,
Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej

METODY OCENY DYNAMIKI ROZWOJU I ZANIKU NIŻÓWEK RZECZNYCH

METHODS OF DYNAMICS ESTIMATION OF RIVER LOW-FLOWS EVOLUTION AND RECESSION

Streszczenie. Okresy niedoboru zasobów wodnych są naturalnym elementem cyklu hydrologicznego. Stopień surowości suszy hydrologicznej, wywołującej to zjawisko oceniany jest nie tylko na podstawie reakcji ekosystemów zlewni na brak wody, lecz również, a może przede wszystkim, w oparciu o wielkość deficytu wodnego, zakłócającego prawidłowy przebieg procesów wodnogospodarczych i konieczność wprowadzania działań reglamentacyjnych. W związku z tym, wzrost zainteresowania niżówkami rzecznymi, będącymi przejawami rozwoju suszy hydrologicznej, wynika nie tylko ze zmian klimatycznych prowadzących do niekorzystnych przekształceń w strukturze bilansu wodnego, lecz również ze stale rosnących potrzeb wodnych, będących efektem rozwoju cywilizacyjnego. W wieloletniej historii badań nad niżówkami dobrze rozpoznano zagadnienia związane z ich wielkością, czasem trwania oraz prawdopodobieństwem pojawiania się. Dynamika epizodów niżówkowych oceniana była jednak dotąd tylko w fazie recesji przepływu – krzywa opadania, krzywa wysychania. Niewiele uwagi poświęcono natomiast problemowi „wychodzenia" z niżówki – faza wzrostu przepływu; a przecież z powodu bardzo dużej inercji tego zjawiska jest to zagadnienie bardzo ważne ze względów przyrodniczych i wodnogospodarczych. W referacie zaproponowano kilka nowych charakterystyk opisujących dynamikę fazy recesji i wzrostu przepływu niżówkowego, przeanalizowano ich wartość poznawczą i praktyczną oraz zbadano jakie związki występują między nimi. W grupie zastosowanych miar znalazły się: czas i tempo wzrostu (spadku) odpływu niżówkowego, wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki, wskaźnik stabilności niżówki, wskaźnik gęstości niżówek, deficyt względny niżówki. Badania przeprowadzono wykorzystując wieloletnie serie przepływów dobowych z kilku wybranych przekrojów wodowskazowych w Polsce.

Summary. In the article, a few new characteristics of river low-flow dynamics in progression and recession phase were proposed, explained and analyzed on the chosen examples. 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 for the period 1951-2002 (Fig. 1). There were selected 4 demonstration catchments for analysis (Tab. 1). Their flow regime depends on various natural conditions, represented by mountainous, upland and lowland areas as well as by lake district. In the first part of analysis parameters of low-flow duration and intensity were discussed: low-flow duration, inter-low-flow spacing, low-flow density index, relative low-flow deficit (Tab. 1, Fig. 2, 3, 4, 5). Next part of the paper

was connected with dynamics of low-flow discharge time and rate in recession and rise phase (Tab. 2, Fig. 6). Finally, the complex indices of inner low-flow structure were defined: low-flow stability index, index of low-flow minimum discharge position (Tab. 2, Fig. 7, 8, 9). Presented characteristics seems to be quite easy in definition and estimation and, as a result, simple in application as well as interpretation of calculated results. Their relative features make them fully comparable. They also might be used as parameters of hydrological models and may have significant influence on estimation process of low-flow episode occurrence risk (probability) with especially hazardous features. Some of the proposed parameters are good indicators of determinants which are important for low-flow regime.

Słowa kluczowe: susza hydrologiczna, parametry niżówki, dynamika przepływów niżówkowych
Key words: hydrological drought, low-flow parameters, low flows dynamics

Wstęp

Okresy niedoboru zasobów wodnych są naturalnym elementem cyklu hydrologicznego. Stopień surowości suszy hydrologicznej, wywołującej to zjawisko oceniany jest nie tylko na podstawie reakcji ekosystemów zlewni na brak wody, lecz również, a może przede wszystkim, w oparciu o wielkość deficytu wodnego, zakłócającego prawidłowy przebieg procesów wodno-gospodarczych i konieczność wprowadzania działań reglamentacyjnych. W związku z tym, wzrost zainteresowania niżówkami rzecznymi, będącymi przejawami rozwoju suszy hydrologicznej, wynika nie tylko ze zmian klimatycznych prowadzących do niekorzystnych przekształceń w strukturze bilansu wodnego, lecz również ze stale rosnących potrzeb wodnych, które są związane z rozwojem cywilizacyjnym.

W wieloletniej historii badań nad niżówkami dobrze rozpoznano zagadnienia związane z ich wielkością, czasem trwania oraz prawdopodobieństwem pojawiania się. Dynamika epizodów niżówkowych oceniana była jednak dotąd tylko w fazie recesji przepływu – krzywa opadania, krzywa wysychania. Niewiele uwagi poświęcono natomiast problemowi „wychodzenia" z niżówki – faza wzrostu przepływu. Warto zauważyć, że z powodu bardzo dużej inercji tego zjawiska jest to zagadnienie bardzo ważne ze względów przyrodniczych i wodnogospodarczych.

Pod pojęciem niżówki rzecznej rozumie się zazwyczaj pewien okres, w którym przepływy obniżają się poniżej ustalonej arbitralnie wartości granicznej i utrzymują się na niskim poziomie w okresie niedoboru zasilania opadowego (Dębski, 1970; Smakhtin, 2001). W warunkach naturalnych faza ta jest poprzedzona niżówką wód podziemnych, w których dynamika

sczerpywania zasobów ma istotny wpływ na stopień recesji przepływu w drenujących je korytach rzecznych. Oba zjawiska są przejawem rozwoju suszy hydrologicznej, będącej następstwem suszy atmosferycznej i glebowej. Na tempo i kierunek rozwoju suszy ma wpływ nie tylko brak zasilania opadowego, lecz również faza rozwoju wegetacyjnego i aktualne warunki ewapotranspiracyjne. W sezonie zimowym na dynamikę rozwoju niżówek znaczący wpływ wywiera grubość i czas zalegania pokrywy śnieżnej, jak również zjawisko przemarzania koryta rzecznego. W efekcie, alimentacja wodami podziemnymi jest istotnie ograniczona lub całkowicie zatrzymana.

Materiał badawczy i metoda opracowania

Przedstawione w opracowaniu metody i miary dynamiki rozwoju epizodów niżówkowych zastosowano w kilku zlewniach w celu pokazania możliwości interpretacyjnych uzyskiwanych wyników oraz relacji pomiędzy procesami, których estymatorami są te charakterystyki. Do analizy wybrano 4 wodowskazy zamykające zlewnię: górską (Nysa Kłodzka), wyżynną (górna Warta), nizinną (Wolbórka) oraz pojezierną (górna Noteć) – tab. 1. Przyjęto założenie, że obiekty wyselekcjonowane do analizy winny istotnie różnić się cechami środowiska geograficznego, determinującego kształtowanie się niedoborów odpływu niżówkowego. O ich wyborze zadecydowało zróżnicowanie reżimu rzecznego, zwłaszcza w odniesieniu do przepływów niżówkowych. Dla wszystkich posterunków dysponowano materiałem hydrometrycznym obejmującym długą i wiarygodną serię przepływów dobowych z okresu 1951-2002, zgromadzoną i udostępnioną przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

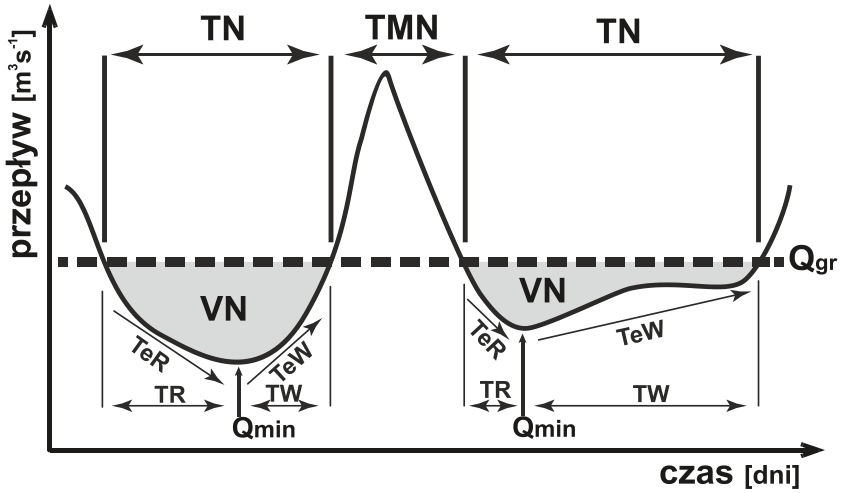
Jedna z najpopularniejszych metod identyfikacji niżówek rzecznych bazuje na analizie hydrogramu przepływu względem pewnej przyjętej wartości progowej, wyznaczonej na podstawie wybranego przepływu charakterystycznego. Wartości graniczne szacuje się w oparciu o przepływy główne II stopnia, przepływy okresowe 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 (rys. 1).

Tab. 1. Wybrane charakterystyki czasu trwania i natężenia niżówek (1951-2002)
Table 1. Selected characteristics of low-flows duration and intensity (1951-2002)

Rzeka *River*	**Wodowskaz** *Water gauge*	**A** [km²]	**Q_{gr}** (70%) [m³·s⁻¹]	**LN** [-]	**ŚrTN** [dni]	**ŚrTMN** [dni]	**WGN** [-]	**ŚrDWN** [%]
Nysa Kłodzka	Kłodzko	1084,0	6,48	159	32,9	85,2	2,59	21,5
Warta	Działoszyn	4088,5	16,90	126	42,2	109,3	2,59	15,6
Noteć	Pakość	2356,2	2,90	61	89,9	220,3	2,45	25,2
Wolbórka	Zawada	616,0	1,68	193	27,0	70,6	2,62	19,9

A - powierzchnia zlewni, Q_{gr} - przepływ graniczny niżówki, LN - liczba zidentyfikowanych niżówek, ŚtTN - średni czas trwania niżówki, ŚrTMN - średni odstęp międzyniżówkowy, WGN - wskaźnik gęstości niżówek, ŚrDWN - średni deficyt względny niżówki
A - catchment area, Q_{gr} - low-flow threshold level, LN - number of identified low-flow events, ŚtTN - average low-flow duration, ŚrTMN - average inter-low-flow spacing, WGN - average low-flow density index, ŚrDWN - average relative low-flow deficit



Rys. 1. Parametry epizodu niżówkowego i dynamiki jego rozwoju
Fig. 1. Parameters of low-flow episode and dynamics of its progression

Q_{gr} - przepływ graniczny; VN - objętość niżówki; TN - czas trwania niżówki; TMN - odstęp międzyniżówkowy; Q_{min} - minimalny przepływ niżówki; TR - czas recesji odpływu niżówkowego; TW - czas wzrostu odpływu niżówkowego; TeR - tempo recesji odpływu niżówkowego; TeW - tempo wzrostu odpływu niżówkowego
Q_{gr} - threshold level; VN - low-flow volume; TN - low-flow duration; TMN - inter-low-flow spacing; Q_{min} - minimal discharge during low-flow episode; TR - low-flow discharge recession time; TW - low-flow discharge rise time; TeR - low-flow discharge recession rate; TeW - low-flow discharge rise rate

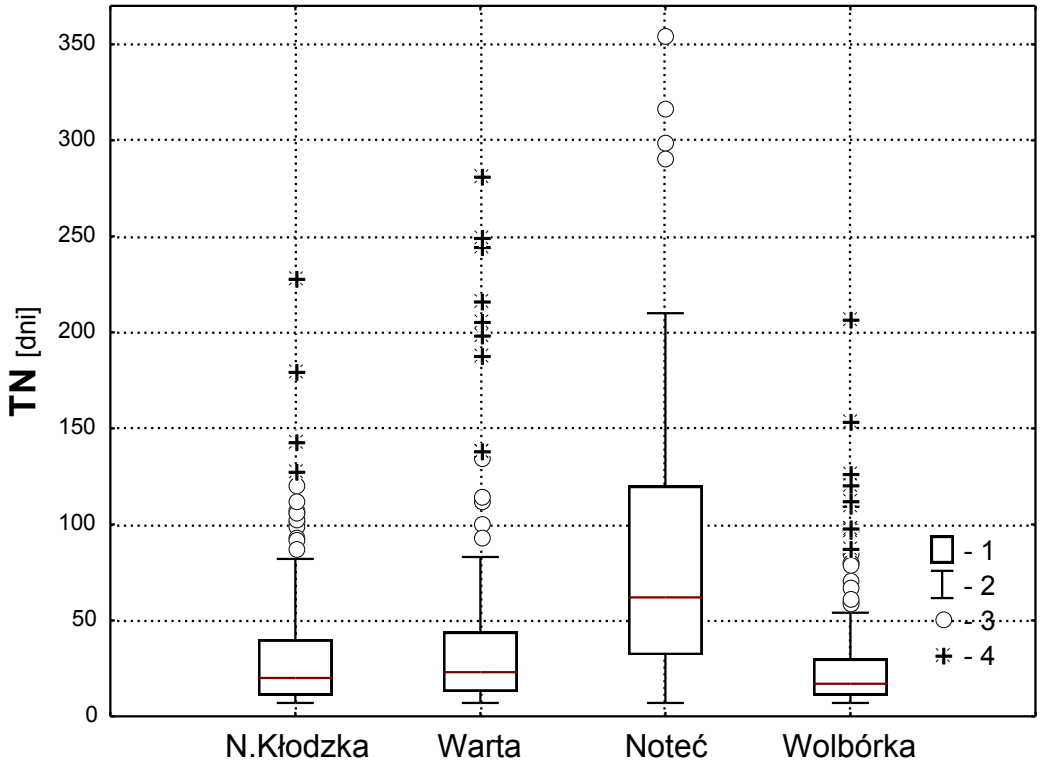
Przy identyfikacji epizodów niżówkowych brano pod uwagę kryterium rzędnej oraz odciętej, uwzględniającej minimalną długość niżówki, a także warunki agregacji epizodów sąsiadujących. Przyjęto, że niżówka to okres z przepływem niższym od progowego, odpowiadającego 70. percentylowi z krzywej czasów trwania przepływów wraz z wyższymi ($Q_{70\%}$), trwający co najmniej 7 dni. Jeśli występujące bezpośrednio po sobie niżówki rozdzielał okres z przepływem wyższym od wartości progowej, lecz nie dłuższym od 3 dni, to niżówki te traktowano jako jedno zdarzenie, sumując objętości niedoboru odpływu i czasy ich trwania (tab. 1).

Czas trwania, natężenie i częstotliwość niżówek

Czas trwania (długość) niżówki (TN, rys. 1) jest jednym z najłatwiej mierzalnych i jednocześnie, jednym z najbardziej jednoznacznych w interpretacji, parametrów niżówki. Jest on ściśle powiązany z czasem oddziaływania czynników, które w określonych konfiguracjach i przy określonym natężeniu determinują deficyt zasobów wodnych, ograniczających zasilanie koryta rzecznego, a jednocześnie zależy od bezwładności systemu strefy aktywnej wymiany zlewni, wyrażającego się czasem uzupełniania zasobów po okresie wystąpienia niedoborów wody. W sferze pozaprzyrodniczej, czas trwania niżówki jest niezwykle istotny dla działań gospodarki wodnej, gdyż wymusza planowanie określonych strategii retencjonowania wody w celu zaspokajania potrzeb jej konsumentów i użytkowników w okresach niedoborów, a przy braku możliwości takich działań, jest przyczyną ograniczeń w dostępie do wody i reglamentowania jej zasobów.

Powszechnie stosowaną charakterystyką okresu występowania niedoborów odpływu jest średni czas niżówki (ŚrTN). Przyjmuje się, że ta cecha niżówki ma duże znaczenie reżimotwórcze, a jej wielkość wykazuje istotny związek z podatnością systemu rzecznego na pojawianie się deficytów wody. W grupie analizowanych rzek, parametr ten zmieniał się od 27 do prawie 90 dni (tab. 1). Z analizy wynika, że przeciętna niżówka w zlewni pojeziernej była prawie trzykrotnie dłuższa niż w zlewni górskiej. Warto zauważyć, że używanie wartości przeciętnej (tu: miarodajnej), pozwala na doszukiwanie się pewnego porządku geograficznego, lecz jednocześnie tracony jest cały zasób informacji o dynamice tego zjawiska. Bardziej szczegółową analizę tego zagadnienia

można wykonać w oparciu o badanie podstawowych cech rozkładu czasów trwania niżówki w analizowanych szeregach czasowych (rys. 2).



Rys. 2. Zróżnicowanie czasu trwania niżówki w badanych zlewniach (1951-2002)
Fig. 2. Distribution of low-flow duration in investigated catchments (1951-2002)

TN - czas trwania niżówki; 1 - zakres zmienności ograniczony pierwszym i trzecim kwartylem, wewnątrz mediana; 2 - zakres nieodstających w obrębie 1 odchylenia międzykwartylowego; 3 - wartości odstające do 1,5 odchylenia międzykwartylowgo; 4 - wartości ekstremalne powyżej 1,5 odchylenia międzykwartylowego
TN - low-flow duration; 1 - range between first and third quartile, median inside; 2 - range limited by 1 quartile deviation; 3 - outliers under 1.5 quartile deviation; 4 - extremes over 1.5 quartile deviation

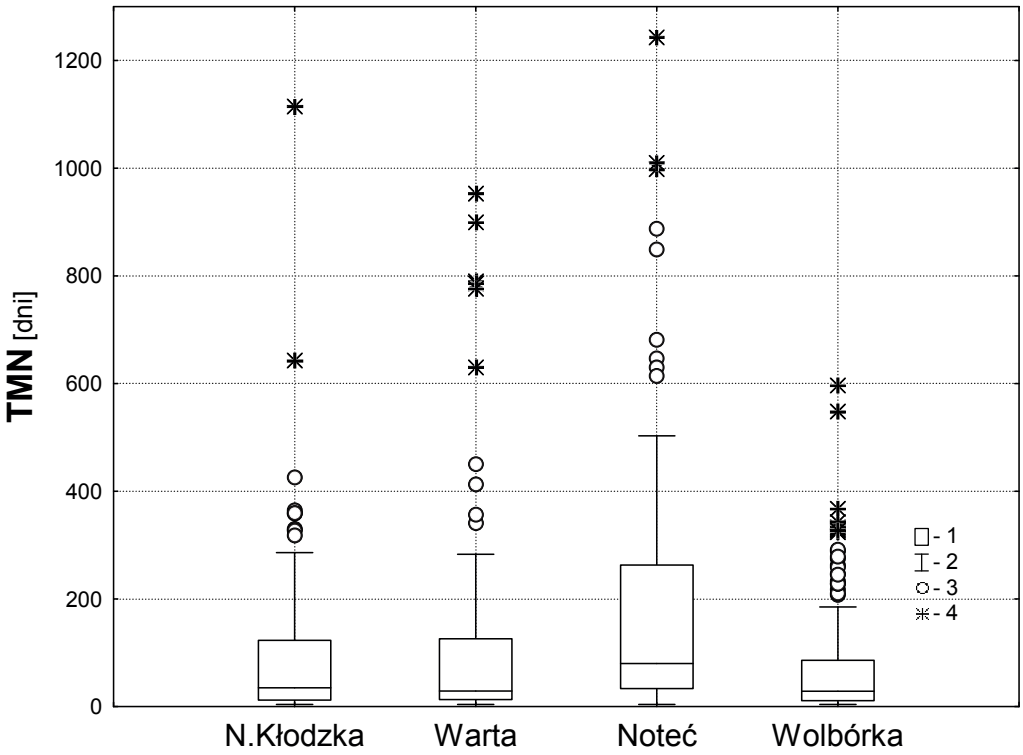
Obserwowana, dodatnia asymetria rozkładów parametru TN jest ich cechą naturalną, związaną z faktem, iż czas niżówki mierzony jest na skali ilorazowej z ograniczeniem dolnym, zdefiniowanym na poziomie 7. dni. Jednak siła tej skośności wskazuje na „uciążliwość" niżówek w reżimie rzeki. W zlewni Nysy Kłodzkiej, Warty i Wolbórki występuje bardzo silna asymetria dodatnia rozkładu TN. Świadczą o tym duże skupiska elementów ekstremalnych, tj. przyjmujących wartości wyższe od 1,5 odchylenia kwartylowego. Oznacza to, że w rzekach tych pojawia się istotna liczba epizodów niżówkowych o długościach znacznie przekraczających „typową" niżówkę, zatem można je określić jako zdarzenia wybitnie ekstremalne.

Szczególnie podatna na występowanie takich zjawisk jest nizinna zlewnia Wolbórki. Warto zauważyć, że wspomniana wcześniej zlewnia pojezierna (Noteć) mimo, iż charakteryzuje się najdłuższym średnim czasem niżówki, jak i najwyższym maksimum bezwzględnym tego parametru (355 dni), to rozkład TN odznacza się relatywnie niewielką asymetrią i brakiem wartości ekstremalnych. Zatem w reżimie tej rzeki, okres niżówkowy nie stanowi poważnego obciążenia deficytem zasobów wodnych, mimo długiego czasu jego trwania. Zważywszy na fakt, iż w badanym wieloleciu, w zlewni Noteci odnotowano najmniej epizodów niżówkowych (tab. 1), można postawić tezę, że w rzece tej niżówki rozwijają się i zanikają bardzo powoli.

Zagadnienie częstości występowania niżówek rzecznych było już niejednokrotnie omawiane w literaturze. Autorzy dokonywali zazwyczaj zabiegu polegającego na zliczaniu obserwowanych zdarzeń w przyjętych z góry interwałach czasowych, jak rok lub półrocze. Zaletą takiego podejścia jest możliwość dokonywania porównań z częstością innych cech środowiska przyrodniczego. Pamiętać jednak należy, że pojawiają się tu poważne problemy klasyfikacyjne, związane choćby z koniecznością podziału lub przyporządkowania epizodów obejmujących znaczny okres sąsiadujących ze sobą jednostek czasowych. Można jednak podejść do tego zagadnienia w inny sposób. Aby nie tracić informacji o rzeczywistej lokalizacji niżówek występujących na skali czasowej oraz uwzględnić wpływ długości samej niżówki na częstość, można zdefiniować charakterystykę określającą odstęp czasowy pomiędzy kolejnymi okresami niżówkowym, nazwany odstępem międzyniżówkowym (TMN, rys. 1), wyrażonym w dobach (Tomaszewski, 2012). Wieloletnia ocena zmian tej charakterystyki może pomóc w identyfikacji składowej determinującej systematyczny wzrost lub spadek częstości niżówek.

W badanych zlewniach niżówki pojawiały się najrzadziej w Noteci, przeciętnie co 2/3 roku (ŚrTMN, tab. 1). Trzykrotnie częściej niżówki występowały w rzece nizinnej – średnio co 70 dni. Warto zauważyć, że maksymalne obserwowane odstępy pomiędzy sąsiadującymi niżówkami nie są związane z wartościami przeciętnymi tej charakterystyki (rys. 3). Okresy przekraczające 3 lata wystąpiły w Noteci i Nysie Kłodzkiej, zaś najdłuższy czas „oczekiwania" na niżówkę w Wolbórce wyniósł jedynie 1,6 roku. Z uwagi na fakt, że czynniki generujące niżówki występują niesystematycznie, rozkład odstępów międzyniżówkowych jest jeszcze bardziej asymetryczny niż czasów trwania niżówki (rys. 3, por. rys. 2). Duża zmienność warunków pogodowych

oraz tendencja do grupowania lat w okresy suche i wilgotne sprawia, że wielkość odstępów międzyniżówkowych pojawiających się na danej rzece może różnić się o kilka rzędów wielkości. Z tego właśnie powodu, omawiana charakterystyka wydaje się być lepszym estymatorem zjawiska częstości, niż agregacja epizodów niżówkowych w założonych z góry przedziałach czasowych.



Rys. 3. Zróżnicowanie odstępu międzyniżówkowego w badanych zlewniach (1951-2002)

Fig. 3. Distribution of inter-low-flow spacing in investigated catchments (1951-2002)

TMN - odstęp międzyniżówkowy; 1-4 - oznaczenia jak na rys. 2

TMN - low-flow duration; 1-4 - see fig. 2

Na podstawie odstępu międzyniżówkowego można przyjąć względną miarę częstości występowania niżówek, jako wskaźnik gęstości niżówek (Tomaszewski, 2012):

$$WGN = \frac{\text{ŚrTMN}}{\text{ŚrTN}} \tag{1}$$

gdzie:

WGN – wskaźnik gęstości niżówek, ŚrTMN – średni odstęp międzyniżówkowy [dni], ŚrTN – średni czas trwania niżówki [dni].

Charakterystyka ta określa, na ile przeciętnie przerwy między niżówkami są dłuższe od samych niżówek. Można dzięki niej uzyskać kilka nowych informacji o reżimie przepływów niżówkowych, zwłaszcza w odniesieniu do struktury czasowej pojawiania się zjawiska, które mogą być przydatne w planowaniu gospodarki wodnej. Prezentowana miara może być szacowana dla okresów o dowolnej długości. Obliczone wartości wskaźnika WGN w badanych zlewniach wykazują niewielkie zróżnicowanie 2,45–2,62 (tab. 1), co wskazuje na dużą stabilność tej cechy reżimu niżówkowego. Można więc stwierdzić, że odstępy międzyniżówkowe były przeciętnie 2,5 razy dłuższe od samych epizodów niżówkowych.

Dynamika rozwoju niżówki opisywana jest nie tylko w skali czasowej, lecz również w zależności od wielkości niedoboru odpływu niżówkowego. Charakterystyką pozwalającą oceniać i porównywać natężenie niedoborów wody może być względny deficyt niżówki (Tomaszewski, 2012):

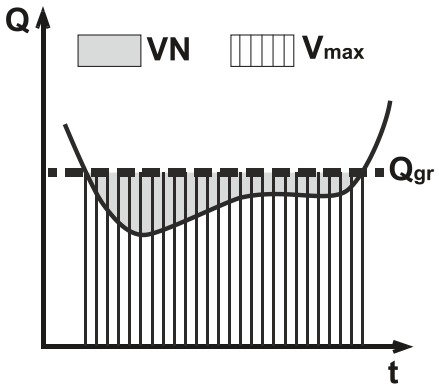
$$\mathrm{DWN} = \frac{\mathrm{VN}}{\mathrm{Vmax}} \cdot 100\% \qquad (2)$$

gdzie:

DWN – deficyt względny odpływu niżówkowego [%], VN – objętość niżówki [m^3], Vmax – objętość maksymalnego możliwego niedoboru odpływu niżówkowego w danym okresie, tzn. takiego, w którym rzędna przepływu rzecznego wynosi 0 [m^3].

Miara waloryzuje nie tylko natężenie zjawiska deficytu, ale wskazuje również na stopień zdrenowania zasobów zlewni, pozostających w związku hydraulicznym z przepływem niżówkowym. Przy wartości wskaźnika równej 100% przepływ w korycie wynosi 0 (rys. 4). Miara ta może być estymatorem stopnia surowości suszy hydrologicznej. Ponadto zapewnia ona pełną porównywalność wyników w zlewniach różnej wielkości i jest przydatna w analizach niżówek pojawiających w rzekach tranzytowych, ponieważ bazuje wyłącznie na obserwacjach pochodzących z danego przekroju pomiarowego.

Przeciętny stopień zdrenowania zasobów podczas trwania niżówki (ŚrDWN) nie przekracza 25% (tab. 1). Rozkłady wartości DWN wykazują bardzo niewielką asymetrię, a przy skrajnie głębokich niżówkach, zdrenowanych zostaje jedynie około połowy zasobów strefy hydrologicznie czynnej zlewni (rys. 5). Relatywnie niższe współczynniki DWN w zlewni wyżynnej (górna Warta) wskazują na duże znaczenie wód podziemnych, gromadzonych w zasobnych, dobrze uszczelinionych skałach węglanowych, charakteryzujących się powolnym tempem recesji i odnawiania zasobów.

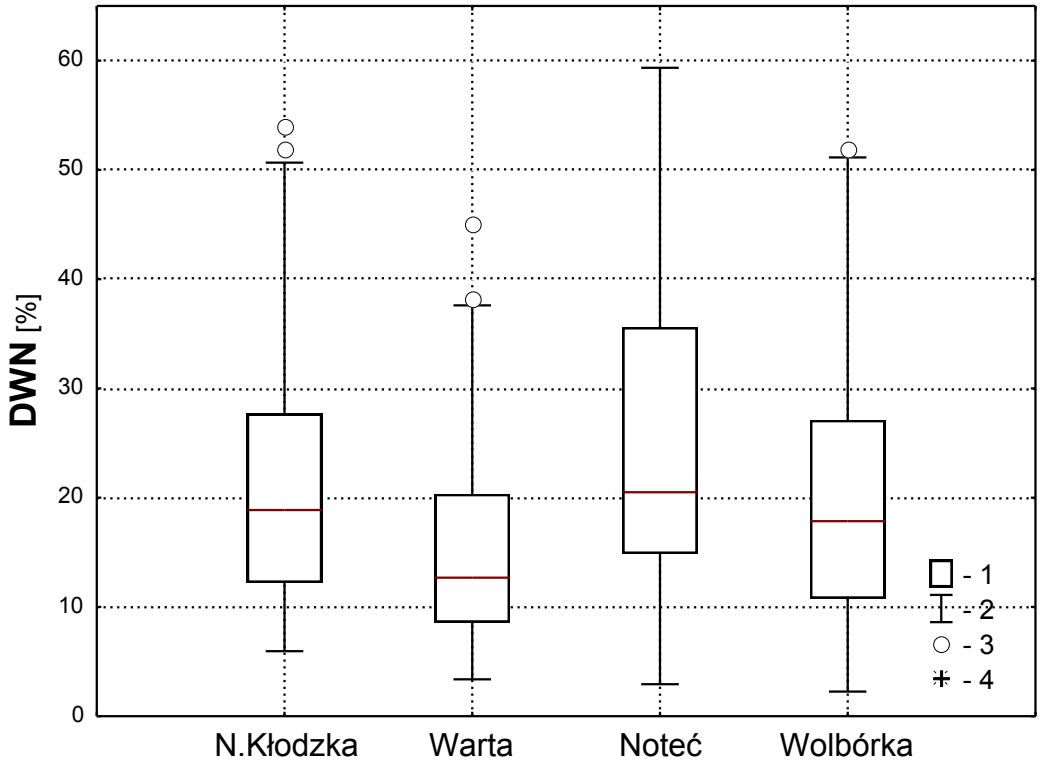


VN – objętość niżówki; V_{max} – objętość maksymalnego możliwego niedoboru odpływu niżówkowego w danym okresie, tzn. takiego, w którym rzędna przepływu rzecznego wynosi 0.

VN – low-flow volume; V_{max} – maximum possible streamflow deficit volume during investigated period, i.e. when discharge value is equal 0.

Rys. 4. Graficzna ilustracja obliczania względnego deficytu niżówki

Fig. 4. Graphical illustration of a relative low-flow deficit estimation



DWN - deficyt względny niżówki; 1-4 - oznaczenia jak na rys. 2

DWN - relative low-flow deficit; 1-4 - see fig. 2

Rys. 5. Zróżnicowanie deficytu względnego niżówki w badanych zlewniach (1951-2002)

Fig. 5. Distribution of relative low-flow deficit in investigated catchments (1951-2002)

Faza recesji i wzrostu odpływu

Faza recesji należy do tej części niżówki, w której reżim odpływu rzecznego znajduje się w tzw. fazie odpowiedzi swobodnej. O tempie recesji decyduje aktualny stan retencji zasobów, właściwości zbiorników gromadzących wodę oraz charakter ich drenażu. W początkowej fazie niżówki rzeki mogą być zasilane w sposób mieszany, tzn. szybkimi (odpływ bezpośredni) i podstawowymi formami odpływu (odpływ podziemny). Okres wzrostu odpływu podczas niżówki wiąże się zazwyczaj z tzw. fazą odpowiedzi wymuszonej. W korycie rzecznym pojawiają się wtedy składowe determinowane odpływem bezpośrednim, a po pewnym czasie jest obserwowany wzrost zasilania podstawowego. Bardzo duże zróżnicowanie natężenia poszczególnych form alimentacji, determinowane aktualnymi warunkami hydrometeorologicznymi oraz czynnikami sezonowymi sprawia, że w fazie wzrostu odpływu można zaobserwować bardzo różne reakcje na zasilanie.

Do podstawowych charakterystyk opisujących pierwszą z omówionych faz należy czas recesji odpływu niżówkowego (TR), definiowany jako czas pomiędzy dobą, w której przepływ spadnie poniżej wartości granicznej i dobą, w której osiągnie wartość minimalną (rys. 1). Czas wzrostu odpływu niżówkowego (TW) mierzony jest od minimum przepływu (Q_{min}) do momentu, gdy przepływ przekroczy wartość graniczną.

Dynamikę rozwoju epizodu niżówkowego można ocenić na podstawie tempa recesji odpływu:

$$\mathrm{TeR} = \frac{q_{gr} - q_{min}}{\mathrm{TR}} \tag{3}$$

gdzie:

TeR - tempo recesji odpływu [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2} \cdot doba^{-1}$], q_{gr} - rzędna odpływu granicznego [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$], q_{min} - rzędna minimalnego odpływu niżówki [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$], TR - czas recesji [dni].

Dynamikę zaniku epizodu niżówkowego opisuje tempo wzrostu odpływu:

$$TeW = \frac{q_{gr} - q_{min}}{TW} \quad (4)$$

gdzie:

TeW - tempo wzrostu odpływu [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2} \cdot doba^{-1}$], q_{gr} - rzędna odpływu granicznego [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$], q_{min} - rzędna minimalnego odpływu niżówki [$dm^{\cdot 3} s^{-1} \cdot km^{-2}$], TW - czas wzrostu [dni].

W celu zachowania porównywalności wyników obie miary podawane są w postaci odpływu jednostkowego.

Przeciętne tempo recesji odpływu niżówkowego (ŚrTeR) w badanych zlewniach jest silnie zróżnicowane (tab. 2). Bardzo powoli niżówki rozwijają się w zlewni jeziornej (buforująca rola mis jeziernych) oraz wyżynnej (zasobne zbiorniki wód podziemnych). W zlewni górskiej i nizinnej, przeciętne tempo recesji jest podobne i relatywnie wysokie – 0,23 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ w ciągu doby. Przeciętne tempo wzrostu odpływu niżówkowego (ŚrTeW) nie jest proporcjonalne do tempa jego spadku. Zdecydowanie najszybciej z niżówki „wychodziła" rzeka górska, zaś bardzo powolne tempo tego procesu związane było rzeką przepływającą przez jeziora.

Tab.2. Wybrane charakterystyki tempa recesji i wzrostu odpływu oraz struktury wewnętrznej niżówek (1951-2002)

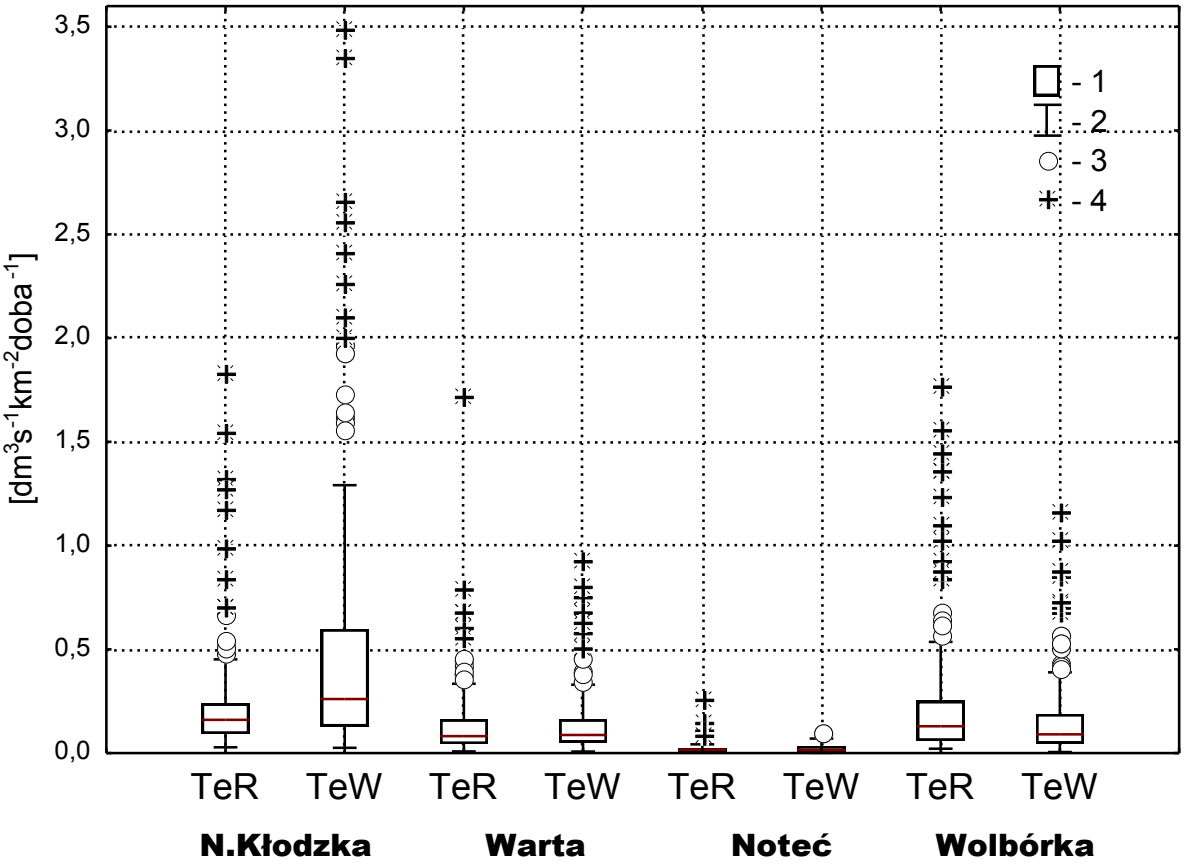
Table 2. Selected characteristics of flow recession and rise rate as well as inner structure of low-flows (1951-2002)

Rzeka *River*	**Wodowskaz** *Water gauge*	**ŚrTR** [dni]	**ŚrTW** [dni]	**ŚrTeR** [$m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2} \cdot d^{-1}$]	**ŚrTeW** [$m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2} \cdot d^{-1}$]	**ŚrWSN** [-]	**ŚrWP** [-]
Nysa Kłodzka	Kłodzko	20,4	13,4	0,23	0,53	0,57	0,61
Warta	Działoszyn	22,6	19,0	0,14	0,14	0,60	0,51
Noteć	Pakość	39,1	50,0	0,03	0,02	0,62	0,48
Wolbórka	Zawada	12,1	15,5	0,23	0,16	0,54	0,45

ŚrTR - średni czas recesji odpływu niżówkowego, ŚrTeR - średnie tempo recesji odpływu niżówkowego, ŚrTW - średni czas wzrostu odpływu niżówkowego, ŚrTeW - średnie tempo wzrostu odpływu niżówkowego, ŚrWSN - średni wskaźnik stabilności niżówki, ŚrWP - średni wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki

ŚrTR - mean low-flow discharge recession time, ŚrTeR - mean low-flow discharge recession rate, ŚrTW - mean low-flow discharge rise time, ŚrTeW - mean low-flow discharge rise rate, ŚrWSN - mean low-flow stability index, ŚrWP - mean index of low-flow minimum discharge position

Rozkłady wartości obu miar wykazują znaczną asymetrię dodatnią i dużą zmienność z uwagi na olbrzymią różnorodność warunków hydrometeorologicznych, towarzyszących rozwojowi i zanikowi poszczególnych epizodów niżówkowych (rys. 6). Warto zauważyć, iż tempo wzrostu odpływu niżówkowego może być wyższe i bardziej zróżnicowane niż tempo recesji. Przykładem tego jest zlewnia górska, w której intensywność zasilania (opadowego, roztopowego) w końcowej fazie niżówki może być bardzo wysoka i prowadzić do szybkiego odbudowywania zasobów wodnych.



Rys. 6. Zróżnicowanie tempa recesji i wzrostu odpływu niżówkowego w badanych zlewniach (1951-2002)

Fig. 6. Distribution of low-flow discharge recession and rise rate in investigated catchments (1951-2002)

TeR - tempo recesji odpływu niżówkowego; TeW - tempo wzrostu odpływu niżówkowego; 1-4 - oznaczenia jak na rys. 2

TeR - low-flow discharge recession rate; TeW - low-flow discharge rise rate; 1-4 - see fig. 2

Podobne tempo recesji i wzrostu towarzyszy zlewniom (Noteć, Warta), w których główną rolę w kształtowaniu niżówek odgrywają czynniki stacjonarne (buforująca funkcja mis jeziornych, zasobne struktury hydrogeologiczne). Z kolei w nizinnej zlewni Wolbórki tempo wzrostu odpływu niżówkowego jest wolniejsze i bardziej stabilne niż w fazie recesji. Wiąże się to z dominacją niżówek letnich, wywoływanych niedoborem wody opadowej, przy znacznym udziale ewapotranspiracji. Przerywanie okresów niżówkowych odbywa się powoli i przebiega stabilnie w związku z małą zasobnością zbiorników wód podziemnych i systematycznymi stratami na ewapotranspirację w okresie wegetacyjnym.

Struktura wewnętrzna niżówek

Miary przedstawione w poprzednim rozdziale opisywały dynamikę epizodu niżówkowego oddzielnie w fazie recesji i wzrostu odpływu. Opracowano charakterystyki kompleksowo ujmujące to zjawisko i waloryzujące relacje pomiędzy obiema fazami niżówki w oparciu o wskaźnik stabilności niżówki (Tomaszewski, 2012):

$$WSN = \frac{Q_{gr} - Q_{śr}}{Q_{gr} - Q_{min}} \tag{5}$$

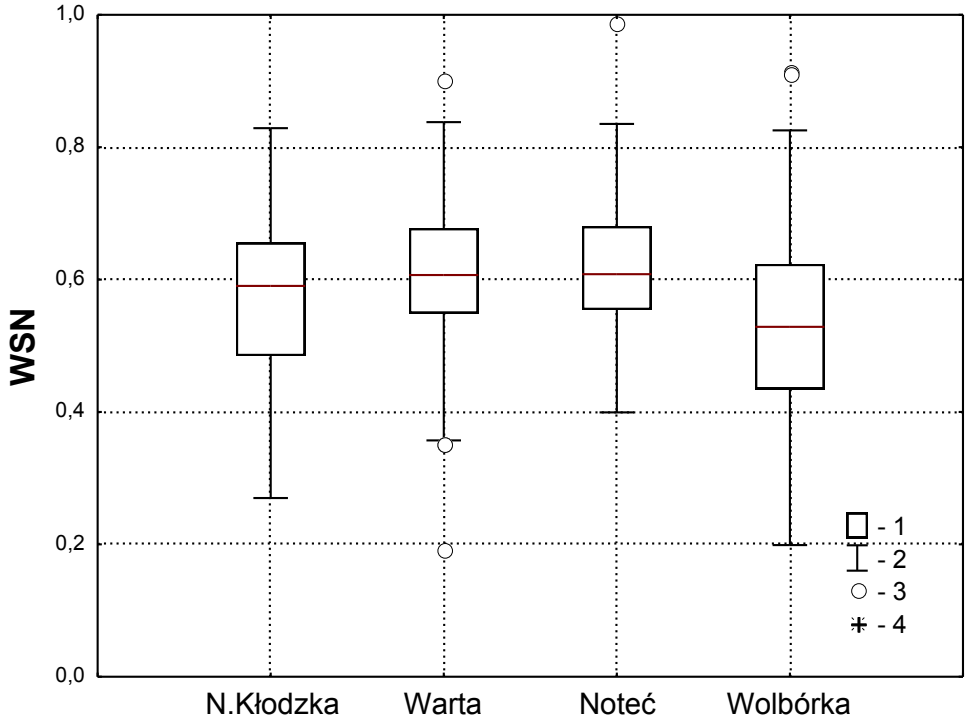
gdzie:

WSN - wskaźnik stabilności niżówki, Q_{gr} - przepływ graniczny niżówki [$m^3 \cdot s^{-1}$], $Q_{śr}$ - średni przepływ niżówki [$m^3 \cdot s^{-1}$], Q_{min} - minimalny przepływ niżówki [$m^3 \cdot s^{-1}$].

Charakterystyka ta jest estymatorem względnej zmienności przepływu wewnątrz epizodu niżówkowego i przyjmuje wartości z przedziału 0–1. Wyniki bliskie 1 wskazują, że przepływy na początku niżówki od razu stabilizują się na pewnym poziomie, stałym w ciągu trwania całego epizodu; teoretycznie wartość 1 oznacza, że wszystkie przepływy podczas niżówki są identyczne. Spadek wartości WSN oznacza coraz większą zmienność przepływu w trakcie epizodu niżówkowego.

Zróżnicowanie przeciętnego wskaźnika stabilności niżówki nie jest duże w badanych zlewniach (ŚrWSN, tab. 2). Najmniej stabilnie niżówki rozwijają się w nizinnej zlewni Wolbórki, zaś najwyższa wartość wskaźnika ŚrWSN zanotowana została na górnej Noteci, gdzie impulsy związane z zasilaniem

opadowym lub roztopowym stosunkowo szybko buforowane są przez misy jezior przepływowych, gwarantujących stabilny przepływ niżówkowy. Rozkłady statystyczne WSN charakteryzują się niewielką asymetrią i brakiem wartości ekstremalnych (rys. 7). Wskazuje to na dużą stabilność fazy rozwoju niżówki, wynikającej z jej dużej inercji. Warto jednak zauważyć, że we wszystkich przypadkach wskaźniki WSN nie przekraczają wartości 0,85. Wskazuje to na górne ograniczenie w stabilności rozwoju niżówki, uzasadnione fizycznie maksymalnym możliwym tempem recesji oraz wzrostu odpływu niżówkowego.



Rys. 7. Zróżnicowanie wskaźnika stabilności niżówki w badanych zlewniach (1951-2002)

Fig. 7. Distribution of low-flow stability index in investigated catchments (1951-2002)

WSN - wskaźnik stabilności niżówki; 1-4 - oznaczenia jak na rys. 2

WSN - low-flow stability index; 1-4 - see fig. 2

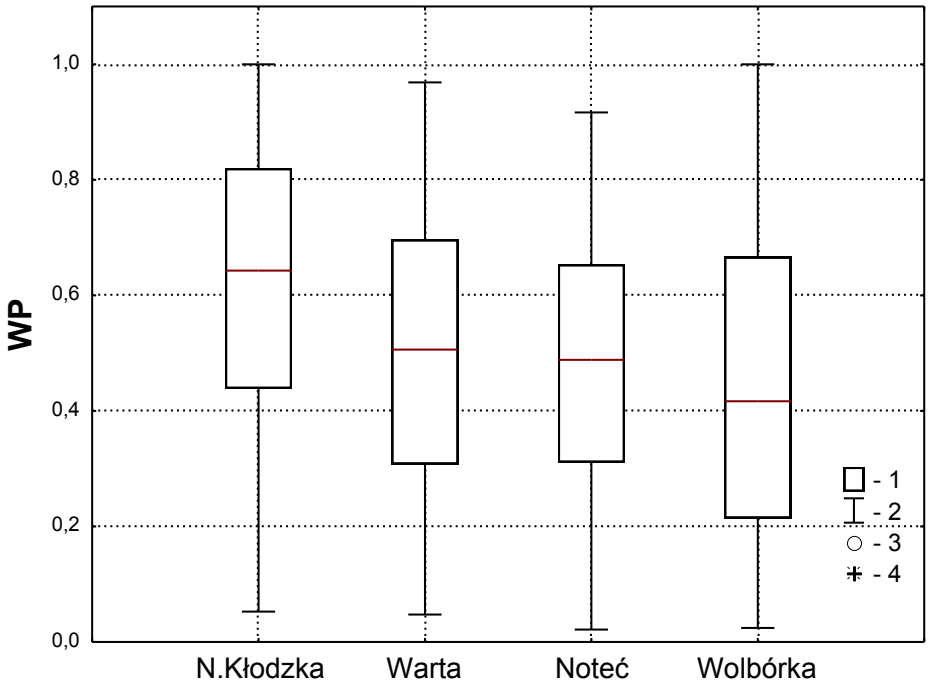
Lokalizacja minimalnego przepływu podczas epizodu niżówkowego ma wpływ na wiele parametrów związanych z dynamiką rozwoju niżówki, dlatego warto ocenić miejsce położenia tego punktu w czasowej strukturze zjawiska. Dobrym parametrem jego lokalizacji może być wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki (Tomaszewski, 2007):

$$WP = \frac{TR}{TN} \tag{6}$$

gdzie:

WP - wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki, TR - czas recesji odpływu niżówkowego [dni], TN - czas trwania niżówki [dni].

Przedstawiona charakterystyka przyjmuje wartości z przedziału 0–1. Interpretacja wyników jest stosunkowo prosta. Jeśli oszacowana wartość jest równa 0,5, to minimum przepływu (Q_{min}) położone jest dokładnie w środku okresu niżówkowego. Wartości niższe od 0,5 wskazują na położenie tego ekstremum bliżej początku niżówki, większe zaś – na jego obecność w drugiej połowie epizodu.



Rys. 8. Zróżnicowanie wskaźnika położenia minimalnego przepływu niżówki w badanych zlewniach (1951-2002)

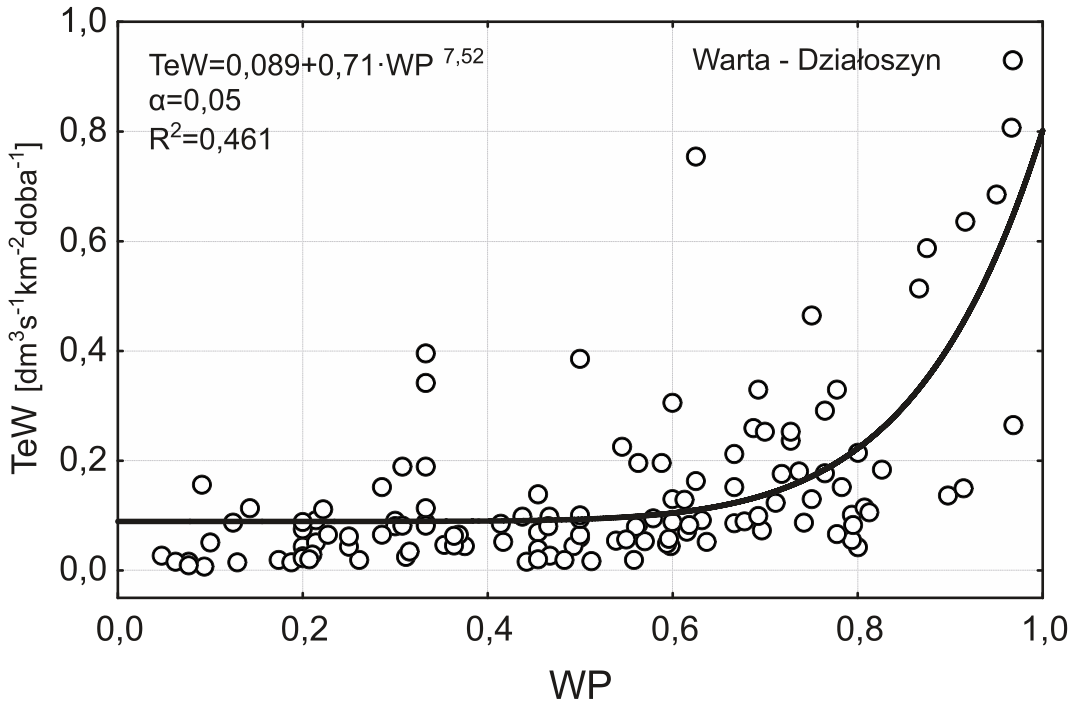
Fig. 8. Distribution of low-flow minimum discharge position index in investigated catchments (1951-2002)

WP - wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki; 1-4 - oznaczenia jak na rys. 2

WP - index of low-flow minimum discharge position; 1-4 - see fig. 2

Zróżnicowanie przeciętnego wskaźnika położenia minimalnego przepływu niżówki jest w badanej grupie zlewni bardzo niewielkie (ŚrWP, tab. 2). Występuje tu związek pomiędzy wielkością wskaźnika i zasobnością

drenowanych zbiorników wód podziemnych; w zasobniejszej zlewni Warty minimum odpływu niżówkowego występuje nieco później niż z nizinnej zlewni Wolbórki. Najwyższą wartość ŚrWP, zanotowaną w zlewni Nysy Kłodzkiej można najprawdopodobniej tłumaczyć relatywnie najkrótszą fazą wznoszenia odpływu niżówkowego, wywoływaną intensywnym zasilaniem opadowym lub roztopowym. Poszczególne epizody niżówkowe przyjmowały we wszystkich badanych zlewniach wartości z całego możliwego przedziału zmienności WP (rys. 8). Mimo to, rozkłady te są prawie symetryczne i pozbawione elementów odstających, co może wskazywać, iż miara ta jest dobrym estymatorem istotnych cech reżimotwórczych przepływów niżówkowych.



Rys. 9. Zależność regresyjna pomiędzy wskaźnikiem położenia minimalnego przepływu niżówki i tempem wzrostu odpływu niżówkowego w zlewni Warty po Działoszyn

Fig. 9. Relationship between index of low-flow minimum discharge position and low-flow discharge rise rate in the catchment of Warta river – Działoszyn

WP - wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki; TeW - tempo wzrostu odpływu niżówkowego; α - poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; R^2 - współczynnik determinacji

WP - index of low-flow minimum discharge position; TeW - low-flow discharge rise rate; α - statistical significance level of estimated regression function; R^2 - determination coefficient

Można zatem dokonać próby określenia, jaki zakres położenia minimum przepływu należy uznać za typowy dla reżimu niżówkowego oraz przy jakich wartościach wskaźnika WP dynamika niżówki ma charakter ekstremalny (rys. 9). Na przykład w Warcie po Działoszyn typowe pozycje WP mieszczą się w przedziale 0,05–0,8. Powyżej tej granicy obserwowany jest gwałtowny przyrost tempa wzrostu odpływu niżówkowego, wskazujący na maksymalną możliwą prędkość wychodzenia z epizodu niżówkowego w tej zlewni.

Podsumowanie

Badania prowadzone w ostatnich latach dowodzą, że niżówka rzeczna jest zjawiskiem złożonym, uwarunkowanym procesami hydrometeorologicznymi o dużym natężeniu, a zatem może być definiowana, jako ekstremalne zdarzenie hydrologiczne. Przyrodnicza natura rozwoju suszy hydrologicznej, której przejawem jest niżówka rzeczna, została już dobrze rozpoznana. Jednak ciągły wzrost zapotrzebowania na wodę, przy obserwowanej powszechnie tendencji do silnego różnicowania wielkości dostępnych zasobów wodnych w ciągu roku i wielolecia, objawiającej się m.in. przyrostem liczby okresów wezbraniowych i niżówkowych sprawia, że konieczne jest szczegółowe rozpoznanie dynamiki rozwoju niżówek, tak aby dawało ono skuteczne wsparcie metod optymalizujących strategie ograniczające skutki suszy.

Zaprezentowane w opracowaniu miary i procedury opisują pewien zakres właściwości niżówek rzecznych, dotyczący dynamiki ich rozwoju. Charakterystyki te są stosunkowo proste w konstrukcji i jednoznaczne w interpretacji wyników. Relatywność większości zaproponowanych miar sprawia, że są one w pełni porównywalne, mogą być elementami składowymi modeli hydrologicznych oraz możliwa jest na ich podstawie ocena prawdopodobieństwa rozwoju niżówki o określonych cechach. Niektóre z zaproponowanych charakterystyk są dobrymi estymatorami cech reżimotwórczych przepływów niżówkowych.

Literatura

Dębski K., 1970, *Hydrologia*, Arkady, Warszawa, 368 s.

Hisdal H., Tallaksen L.M., Clausen B., Peters E., Gustard A., 2004, *Hydrological Drought Char-acteristics*, [w:] Tallaksen L.M., van Lanen H.A.J. (ed.), *Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*, Developments in Water Science, 48, Elsevier, Amsterdam, p. 139-198.

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, p. 147-186.

Tomaszewski E., 2007, *Hydrological Droughts in Central Poland – Temporal and Spatial Patterns*, Geographia Polonica, vol. 80, 2, p. 117-124.

Tomaszewski E., 2012, *Wieloletnia i sezonowa dynamika niżówek w rzekach środkowej Polski*, Wyd. UŁ, 265 s.

Yevjevich V., 1967, *An Objective Approach to Definitions and Investigations of Continental Hydrologic Drought*, Hydrology Paper, 23, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 18 s.

MONOGRAFIE KOMISJI HYDROLOGICZNEJ PTG TOM 3
NOWOCZESNE METODY I ROZWIĄZANIA W HYDROLOGII I GOSPODARCE WODNEJ

WIĘZIK BENIAMIN

Wyższa Szkoła Administracji w Bielsku-Białej

ZASTOSOWANIE MODELU CONVEX DO TRANSFORMACJI FALI W KORYCIE RZECZNYM

APPLICATION OF CONVEX MODEL OF FLOOD ROUTING IN THE RIVER

Streszczenie. Zastosowanie matematycznych modeli do symulacji i prognozy odpływu z dużych zlewni wymaga często ich dekompozycji na mniejsze jednostki hydrograficzne. W tych warunkach hydrogramy odpływu ze zlewni cząstkowych połączone są zwykle w korycie rzeki głównej modelem transformacji fali. W artykule przedstawiono strukturę modelu Convex transformacji fali oraz metodę estymacji jego parametrów na niekontrolowanym odcinku koryta. Obliczony hydrogram modelem Convex porównano z wynikami uzyskanymi z modelu fali kinematycznej i modelu Muskingum-Cunge.

Abstract. The use of mathematical models to simulate and forecast the outflow from large catchments often requires their decomposition into smaller hydrographic units. Under these conditions, runoff hydrographs from subbasins are usually combined in the main riverbed by means of a flood routing model. The paper presents the structure of the Convex flood routing model and the method of estimation of the model parameters for an ungauged river reach. The hydrograph calculated by the Convex model was compared with the results obtained from the kinematic wave model, and the Muskingum-Cunge model.

Słowa kluczowe: zlewnia, koryto rzeczne, hydrogram odpływu, transformacji fali, fala kinematycznej, model Convex, model Muskingum-Cunge
Key words: catchment, river channel, runoff hydrograph, flood routing, kinematic wave, Convex model, Muskingum-Cunge model

Wstęp

Szerokie znaczenie praktyczne w hydrologii znalazły modele o parametrach skupionych, budowane w warunkach, gdy poszczególne procesy, jak i zależności występujące między nimi, nie są w pełni określone lub gdy nie dysponujemy odpowiednimi danymi. W modelach o parametrach skupionych, uproszczenia w zakresie opisu rzeczywistego procesu odpływu, polegają głównie na uśrednieniu zmiennych przestrzennych i przedstawieniu

ich w postaci szeregów czasowych. Modele te dają prawidłowe wyniki obliczeń tylko dla małych zlewni o quasi-jednorodnych warunkach formowania się odpływu. W dużych zlewniach przestrzenna zmienność opadu wywołuje w przekroju zamykającym hydrogramy odpływu, różniące się wysokością i czasem wystąpienia przepływu kulminacyjnego.

Aby uwzględnić w modelu czasowo-przestrzenną zmienność opadu i zróżnicowane parametry wpływające na kształtowanie odpływu, duże zlewnie rzeczne należy podzielić na mniejsze jednostki hydrograficzne, w których charakterystyki transformacji mogą być uśrednione. Wraz ze wzrostem powierzchni zlewni, odpływ coraz wyraźniej reprezentuje połączoną siecią koryt rzecznych reakcję zlewni cząstkowych. Wysokość i czas wystąpienia kulminacji fali wezbraniowej będą w tym przypadku ściśle zależne nie tylko od parametrów geomorfologicznych zlewni cząstkowych, ale również od kierunku i prędkości przemieszczania się niestacjonarnego pola opadu.

Modele o parametrach dyskretnie rozłożonych dają możliwość określenia hydrogramów odpływu w przekrojach zamykających zlewnie cząstkowe oraz w wybranych przekrojach na rzece głównej. Struktura modelu odpływu o parametrach dyskretnie rozłożonych jest zatem kombinacją modeli odpływu ze zlewni cząstkowych, połączonych modelem transformacji fali w korycie rzeki głównej.

Położenie stacji opadowych i wodowskazowych w zlewni będzie decydowało o możliwości identyfikacji i weryfikacji modeli odpływu ze zlewni cząstkowych oraz modelu transformacji hydrogramu w cieku głównym. Przekroje wodowskazowe oraz przekroje niekontrolowane zlokalizowane bezpośrednio powyżej każdego odpływu ze zlewni cząstkowych wyznaczają minimalną liczbę odcinków koryta w modelu transformacji fali wezbraniowej. Podstawowymi procedurami modelu o parametrach dyskretnie rozłożonych są:

a. Model opadu efektywnego.
b. Modele transformacji opadu efektywnego w odpływ powierzchniowy.
c. Modele transformacji fali w korycie rzeki głównej.

W artykule przedstawiono strukturę najczęściej stosowanych w praktyce modeli transformacji fali wezbraniowej jak: model fali

kinematycznej, Muskingum i Muskingum-Cunge. Szczegółowo opisano również mniej znaną strukturę modelu transformacji Convex.

Model fali kinematycznej

Przepływ nieustalony w korytach otwartych opisuje układ pełnych równań de Saint Venanta. Praktyczne jednak znaczenie zyskały uproszczone modele transformacji fali w korytach rzecznych, w tym model fali kinematycznej. Układ równań fali kinematycznej dla ruchu jednostajnego, ustalonego, jeżeli pominiemy dopływ boczny, składa się z równania ciągłości, gdzie A jest polem przekroju czynnego w m^2, Q przepływem w $m^3 \cdot s^{-1}$, t czasem w h, a x zmienną przestrzenną w m,

$$\frac{\partial A}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=0 \tag{1}$$

oraz uproszczonego równania dynamicznego, którym najczęściej jest wzór Manninga, gdzie prędkość średnia jest funkcją współczynnika szorstkości n w $s \cdot m^{-1/3}$, bezwymiarowego spadku dna koryta S i promienia hydraulicznego R w m.

$$Q=\frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} A \tag{2}$$

Układ równań (1) i (2) przy pewnych założeniach (Gąsiorowski, Szymkiewicz, 2007) można sprowadzić do równania adwekcji:

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+c(Q)\frac{\partial Q}{\partial x}=0 \tag{3}$$

Fala wezbraniowa przemieszcza się w korycie z prędkością kinematyczną c w $m \cdot s^{-1}$, która jest większa od prędkości średniej obliczonej wzorem Manninga.

$$c(Q)=\frac{5}{3}\frac{Q}{A} \tag{4}$$

Jednym z najczęściej stosowanych w hydrologii modeli transformacji fali jest model Muskingum.

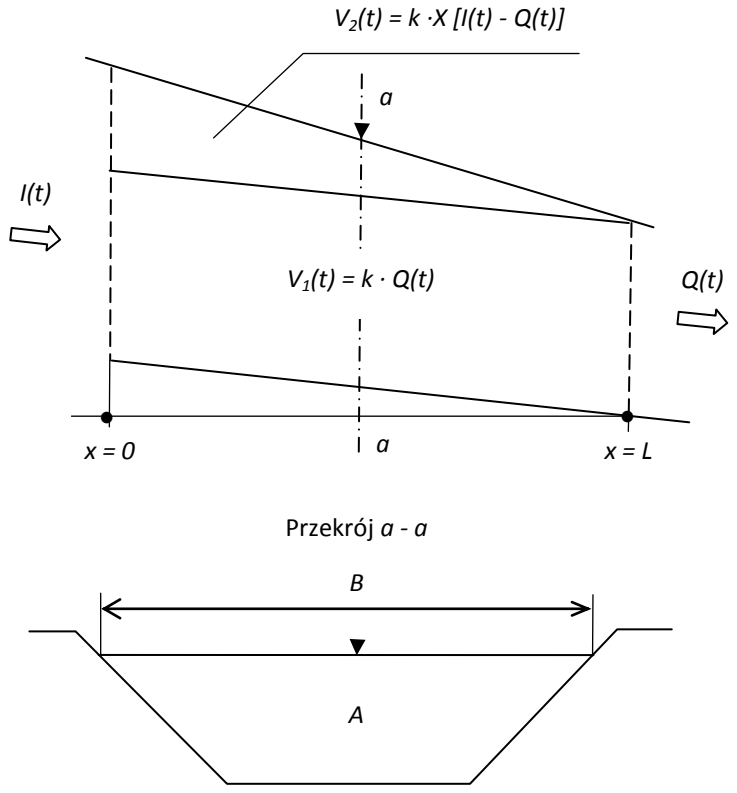
Model Muskingum

Model Muskingum jest uproszczoną formą fali kinematycznej (Gąsiorowski, Szymkiewicz, 2007). Całkując równanie ciągłości (1) względem x, pomiędzy przekrojami: początkowym $x = 0$ i końcowym $x = L$ (rys. 1), przy założeniu, że na tym odcinku nie występuje dopływ boczny, otrzymujemy równanie ciągłości w postaci:

$$\frac{dV}{dt} = I(t) - Q(t) \tag{5}$$

Zmienna w czasie objętość wody $V(t)$ na odcinku koryta o długości ΔL, składa się z części pryzmatycznej $V_1(t)$ i klina retencji $V_2(t)$ (rys. 1). Objętość wody uzależniona jest od dopływu w przekroju początkowym I(t) w $m^3 \cdot s^{-1}$, odpływu w przekroju końcowym $Q(t)$ w $m^3 \cdot s^{-1}$ oraz stałego parametru retencji k w h, i parametru wagowego X, który przyjmuje wartości z przedziału <0, 1>.

$$V(t) = k[X \cdot I(t) + (1 - X)Q(t)] \tag{6}$$



Rys. 1. Dopływ, retencja i odpływ na odcinku koryta rzeki

Fig. 1. Inflow, storage and outflow for a reach of river

Podstawiając pochodną równania (6) do równania (5) otrzymujemy równanie różniczkowe wiążące odpływ z dopływem w modelu Muskingum:

$$X\frac{dI}{dt}+(1-X)\frac{dQ}{dt}=\frac{1}{k}[I(t)-Q(t)] \tag{7}$$

Równanie (7) najczęściej zapisujemy w postaci algebraicznej, gdzie Δt jest przedziałem dyskretyzacji w h.

$$Q_{t+\Delta t}=C_1 I_{t+\Delta t}+C_2 I_t+C_3 Q_t \tag{8}$$

w którym:

$$C_1=\frac{\Delta t-2k\cdot X}{2k(1-X)+\Delta t} \tag{9}$$

$$C_2=\frac{\Delta t+2k\cdot X}{2k(1-X)+\Delta t} \tag{10}$$

$$C_3=\frac{2k(1-X)-\Delta t}{2k(1-X)+\Delta t} \tag{11}$$

Kinematyczny charakter modelu Muskingum po raz pierwszy zauważył J. Cunge (1969) stosując odpowiedni schemat aproksymacji liniowego równania fali kinematycznej (Kot, Szymkiewicz, 2002).

Model Muskingum-Cunge

W modelu Muskingum-Cunge parametr k w modelu Muskingum jest funkcją długości odcinka ΔL prędkości kinematycznej c w $m\cdot s^{-1}$:

$$k=\frac{\Delta L}{3600\ c} \tag{12}$$

Dla koryta trapezowego parametr wagowy X określamy z zależności (13), w której Q_0 jest przepływem odniesienia w $m^3\cdot s^{-1}$, S spadkiem dna koryta, a B jego szerokością w m, przy założeniu, że koryto jest szerokie, a obwód zwilżony U w przybliżeniu jest równy szerokości koryta na poziomie zwierciadła wody ($U \sim B$).

$$X = \frac{1}{2} - \frac{Q_0}{2\,S \cdot B \cdot c \cdot \Delta L} \tag{13}$$

Przepływ odniesienia Q_0 obliczamy ze wzoru (14), w którym I_p jest przepływem kulminacyjnym fali wezbraniowej w górnym przekroju odcinka transformacji w $m^3 \cdot s^{-1}$, a I_0 przepływem początkowym w chwili t = 0 w $m^3 \cdot s^{-1}$ (Wilson, Ruffini, 1988).

$$Q_0 = I_0 + 0{,}5\,(I_p - I_0) \tag{14}$$

Prędkość kinematyczną dla przepływu odniesienia obliczamy ze wzoru:

$$c = \frac{5}{4}\left(\frac{Q_0}{B}\right)^{0,4} S^{0,3}\, n^{-0,6} \tag{15}$$

Model Convex

Model Convex reprezentuje uproszczoną formę modelu Muskingum, w której zakłada się, że C_1 = 0, $C_2 = C$ i $C_3 = 1 - C$. Struktura modelu opiera się zatem na hipotezie, że przepływ $Q_{t+\Delta t}$ w $m^3 \cdot s^{-1}$, na końcu odcinka o długości ΔL w chwili $t+\Delta t$ zależy od dopływu I_t w $m^3 \cdot s^{-1}$ na początku odcinka w chwili t i odpływu Q_t w tym samym czasie oraz parametru C.

$$Q_{t+\Delta t} = C \cdot I_t + (1 - C)\, Q_t \tag{16}$$

Z analizy procesu transformacji fali wynika że:

jeżeli: $I_t \geq Q_t$ to $I_t \geq Q_{t+\Delta t} \geq Q_t$

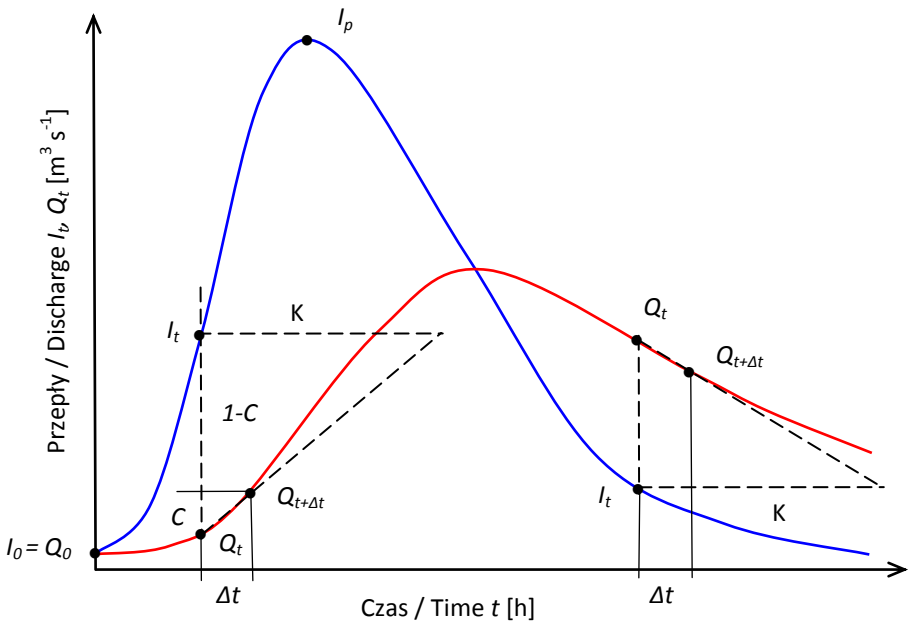
$I_t < Q_t$ to $I_t < Q_{t+\Delta t} < Q_t$

Z twierdzeniem Talesa (rys. 2) mamy:

$$\frac{Q_{t+\Delta t} - Q_t}{\Delta t} = \frac{I_t - Q_t}{K} \tag{17}$$

Po przekształceniach otrzymujemy:

$$\frac{\Delta t}{K} = \frac{Q_{t+\Delta t} - Q_t}{I_t - Q_t} \tag{18}$$



Rys. 2. Hydrogram dopływu i odpływu
Fig. 2. Inflow and outflow hydrograph

Przedział obliczeniowy Δt określamy ze wzoru:

$$\Delta t = C \cdot K \tag{19}$$

Średni czas przepływu K na odcinku o długości ΔL obliczamy wzorem (20), a parametr C z równania empirycznego (21), w zależności od prędkości średniej v (Ponce, Lohani, Scheyhing, 1996).

$$K = \frac{\Delta L}{3600 v} \tag{20}$$

$$C = \frac{v}{v + 0{,}518} \tag{21}$$

Prędkość średnią v w m·s^{-1} określamy dla przepływu odniesienia Q_0 z równania Manninga.

$$v = \left(\frac{Q_0}{B} \right)^{0{,}4} S^{0{,}3} n^{-0{,}6} \tag{22}$$

W celu porównania wyników transformacji fali wezbraniowej, obliczonej różnymi modelami, wykonano obliczenia przykładowe, przy założonych parametrach koryta i określonym hydrogramie w przekroju początkowym.

Przykład

Obliczyć modelami: fali kinematycznej, Muskingum-Cunge i Convex falę wezbraniową na końcu odcinka koryta o długości ΔL = 25 km, przy spadku dna S = 0,02 i współczynniku szorstkości Manninga n = 0,04 s·m$^{-1/3}$.

Hydrogram w przekroju wejściowym jest często falą wezbraniową obliczoną na końcu poprzedniego odcinka transformacji. W przykładzie do obliczenia fali wezbraniowej w przekroju początkowym zastosowano równanie fali hipotetycznej Strupczewskiego (1964).

Rzędne hydrogramu I_t w m^3·s^{-1}, przy zadanym przepływie kulminacyjnym I_p w m^3·s^{-1} w chwili $t = t_p$ i przepływie bazowym I_0 w m^3·s^{-1}, obliczamy dla określonych parametrów n i m charakteryzujących odpływ ze zlewni w przekroju początkowym.

$$I_t = I_p \left\{ \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \exp \frac{m}{n} \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^n \right] \right\} + I_0 \tag{23}$$

Równanie Strupczewskiego często wykorzystuje się również do wyznaczenia fal hipotetycznych przy przepływach kulminacyjnych, obliczonych jako przepływy maksymalne o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia w przekrojach zamykających zlewnie kontrolowane i niekontrolowane.

Dla określonej równaniem (23) fali wezbraniowej w przekroju początkowym, obliczony modelem fali kinematycznej hydrogram w przekroju końcowym jest taki sam jak w przekroju początkowym o kulminacji Q_p = 36,8 m^3·s^{-1}, lecz przesunięty w czasie w stosunku do kulminacji hydrogramu w przekroju początkowym o t = 1,6 h (rys. 3).

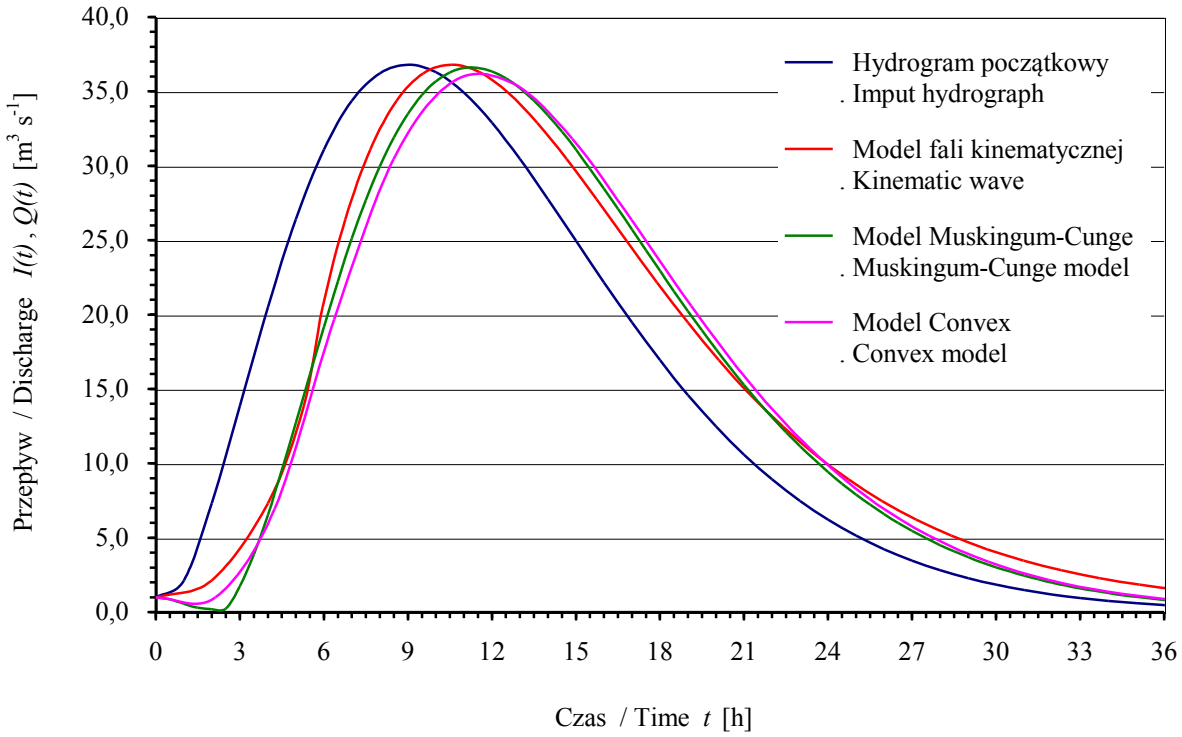
Do obliczenia hydrogramu modelem Muskingum-Cunge niezbędne jest określenie przepływu odniesienia. Przy przepływie I_0 = 1,0 m^3·s^{-1} w chwili początkowej i kulminacyjnym I_p = 36,8 m^3·s^{-1}, który wystąpił po czasie t_p = 9,0 h, przepływ odniesienia określony z równania (14) wynosi Q_0 = 18,9 m^3·s^{-1}. Dla trapezowego przekroju poprzecznego koryta obliczona wzorem (15) stała prędkość kinematyczna c = 3,00 m·s^{-1} jest większa od prędkości średniej określonej wzorem Manninga (22) v = 2,75 m·s^{-1}. Przepływ kulminacyjny fali w przekroju końcowym wynosi Q_p = 36,6 m^3·s^{-1} i jest przesunięty w stosunku do kulminacji hydrogramu w przekroju początkowym o 2,4 h.

W modelu Convex, parametr C określono ze wzoru empirycznego (21) na podstawie prędkości średniej obliczonej podobnie jak w modelu Muskingum-Cunge równaniem Manninga (22), dla przepływu odniesienia Q_0. Parametr modelu wynosi C = 0,84 pomnożony przez średni czas przepływu K = 2,52 h, na odcinku koryta o długości ΔL, określa długość przedziału obliczeniowego Δt = 2,1 h. Przepływ kulminacyjny fali wezbraniowej obliczony modelem Conwex wynosi Q_p = 36,1 $m^3 \cdot s^{-1}$ i jest opóźniony w stosunku do kulminacji hydrogramu w przekroju początkowym o 2,6 h. Wyniki obliczeń przedstawiono w tabeli 1 i pokazano na rys. 3.

Tab. 1. Rzędne hydrogramu odpływu obliczone modelami: fali kinematycznej, Muskingum-Cunge i Convex

Table 1. Runoff hydrograph calculated by the kinematic wave, Muskingum-Cunge and Convex models

Czas Time t [h]	Dopływ *Inflow* $I(t)$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]	Odpływ / *Outflow* $Q(t)$ [$m^3 \cdot s^{-1}$]		
		Fala kinematyczna *Kinematic wave*	Model Muskingum-Cunge	Model Convex
0,0	1,00	1,00	1,00	1,00
2,1	8,08	1,00	0,71	1,00
4,2	22,1	9,20	7,20	8,14
6,4	32,5	25,2	21,0	22,0
8,5	36,7	33,7	31,8	32,4
10,6	35,6	36,7	36,5	35,9
12,7	31,2	35,1	35,8	33,7
14,9	25,4	30,9	31,6	28,3
17,0	19,5	25,6	25,8	21,9
19,1	14,3	20,4	20,0	15,9
21,2	10,2	15,7	14,8	11,0
23,4	7,00	11,8	10,5	7,31
25,5	4,67	8,67	7,23	4,69
27,6	3,05	6,28	4,85	2,92
29,7	1,95	4,50	3,17	1,78
31,9	1,23	3,18	2,03	1,05
34,0	0,76	2,23	1,28	0,61
36,1	0,46	1,56	0,79	0,35



Rys. 3. Porównanie obliczonych hydrogramów odpływu modelami: fali kinematycznej,Muskingum-Cunge i Convex

Fig. 3. Comparison of runoff hydrographs calculated by the kinematic wave, Muskingum-Cunge and Convex models

Podsumowanie i wnioski

Jednym z podstawowych elementów modeli o parametrach dyskretnie rozłożonych jest transformacja fali wezbraniowej w korycie rzeki głównej, która integruje odpływy ze zlewni cząstkowych. W praktyce, z uwagi na ograniczoną informację hydrometryczną, brak obserwacji wodowskazowych w kluczowych przekrojach, stosowane są proste modele transformacji hydrogramu o parametrach skupionych w tym model Convex. Struktura modelu Convex jest uproszczoną postacią modelu Muskingum, pozwala z dostateczną dokładnością obliczyć falę wezbraniową w przekroju końcowym niekontrolowanego odcinka koryta.

Na podstawie przeprowadzonych badań i dostępnej literatury sformułowano następujące wnioski:

1. Liniowy model Muskingum opisany równaniem różniczkowym (7) jest szczególną półdyskretną postacią fali kinematycznej (Szymkiewicz,

Gąsiorowski, 2010). Stała retencji k jest czasem przejścia fali wezbraniowej w korycie cieku na odcinku ΔL pomiędzy określonymi dwoma przekrojami: początkowym i końcowym. Parametr X nie ma interpretacji fizycznej, określa w jakim stopniu przepływ w przekroju zamykającym po czasie Δt zależy od dopływu w przekroju początkowym, a w jakim od odpływu w przekroju końcowym.

2. Uzależniając parametr X od charakterystyk hydraulicznych koryta, przepływu odniesienia Q_0 i prędkości kinematycznej c, możemy zastosować model Muskingum-Cunge również do transformacji fali wezbraniowej na niekontrolowanym odcinku koryta.
3. Model Convex jako uproszczona struktura modelu Muskingum, przy założeniach wynikających z procesu transformacji hydrogramu w korycie, daje możliwość obliczenia fali wezbraniowej przy ograniczonej informacji wejściowej.
4. Porównując hydrogramy odpływu w przekroju końcowym odcinka koryta o długości ΔL stwierdzono niewielkie różnice w czasie wystąpienia kulminacji fali. Obniżenie kulminacji fali obliczonej modelem Muskingum-Cunge i Convex w stosunku do hydrogramu w przekroju początkowym, wynika z błędu dyfuzji numerycznej, generowanej przez model (Kot, Szymkiewicz, 2002).

Literatura:

Cunge J. A., 1969, *On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method)*, Journal of Hydraulic Research, nr 7 (2), p. 205-230.

Gąsiorowski D., Szymkiewicz R., 2007, *Własności zachowawcze uproszczonych modeli nieliniowych transformacji fali wezbraniowej w kanałach otwartych,* Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, z. 27, 109 s.

Kot A., Szymkiewicz R. 2002, *Uproszczone liniowe modele transformacji fali w korycie rzecznym,* Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, z. 20, 109 s.

Ponce, V. M., Lohani, A. K., Scheyhing, C., 1996, *Analytical verification of Muskingum-Cunge routing,* Journal of Hydrology, nr 174. s. 235-241.

Strupczewski W., 1964, *Równanie fali powodziowej,* Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, nr 2 (59), s. 141–150.

Szymkiewicz R., Gąsiorowski D., 2010, *Podstawy hydrologii dynamicznej*, Wyd. Naukowo-Techniczne, 290 s.

Wilson, B. N., Ruffini, J. R., 1988, *Comparison of physically-based Muskingum methods,* Transactions of the American Society of Agricultural Engineers, 31 (1), p. 91-97.

AUTORZY

dr Damian Absalon
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geografii Fizycznej,
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: damian.absalon@us.edu.p

prof. UG dr hab. Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska
Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Instytut Geografii,
Katedra Limnologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
E-mail: bajka37@wp.pl

prof. dr hab. Kazimierz Banasik
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Katedra Inżynierii Wodnej
SGGW, ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa
E-mail: kazimierz_banasik@sggw.pl

dr Adam Bartnik
Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Hydrologii
i Gospodarki Wodnej, ul. Narutowicza 88 (pok. 203), 90-139 Łódź
E-mail: abartnik@geo.uni.lodz.pl

dr Krzysztof Bartoszek
Uniwersytet Przyrodniczy, Zakład Agrometeorologii, Wydział Agrobioinżynierii,
ul. Akademicka 15, 20-950 Lublin
E-mail: krzysztof.bartoszek@up.lublin.pl

dr inż. Błaszczyk Małgorzata
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii,
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: malgorzata.blaszczyk@us.edu.pl

dr inż. Jan Bondaruk
Główny Instytut Górnictwa, Pl. Gwarków 1, 40-166 Katowice
E-mail: jbondaruk@gig.eu

mgr Łukasz Chabudziński
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi
i Gospodarki Przestrzennej, Al. Kraśnicka 2 cd, 20-718 Lublin,
E-mail: lchabudzinski@gmail.com

prof UG dr hab. Roman Cieśliński
Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Instytut Geografii,
Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
E-mail: georc@univ.gda.pl

prof. UJK dr hab. Tadeusz Ciupa
Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii,
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce
E-mail: tciupa@ujk.edu.pl

dr hab. Stanisław Czaja
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geografii Fizycznej,
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: stanislaw.czaja@us.edu.pl

prof. UG dr hab. Joanna Fac-Beneda
Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Instytut Geografii,
Katedra Hydrologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
E-mail: joanna.fac-beneda@ug.edu.pl

dr Włodzimierz Golus
Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Instytutu Geografii,
Katedra Limnologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
E-mail: geowg@ug.edu.pl

dr Marcin Gorączko
Uniwersytet Technologiczno-Przyrodniczy w Bydgoszczy, Wydział Budownictwa,
Architektury i Inżynierii Środowiska, Katedra Inżynierii Sanitarnej i Wodnej,
ul. Prof. S. Kaliskiego 7, 85-789 Bydgoszcz,
E-mail: gorgon@utp.edu.pl

dr Mariusz Grabiec
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii,
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: mariusz.grabiec@us.edu.pl

prof. UAM dr hab. Renata Graf
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geografii Fizycznej
i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej,
ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań
E-mail: rengraf@amu.edu.pl

prof. dr hab. Małgorzata Gutry-Korycka
Uniwersytet Warszawski,
ul. Krakowskie Przedmieście 26/28, 00-927 Warszawa
E-mail: msgutryk@uw.edu.pl

dr Adam Hamerla
Główny Instytut Górnictwa, Pl. Gwarków 1, 40-166 Katowice
E-mail: ahamerla@gig.eu

mgr Sylwia Hyła
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi
i Gospodarki Przestrzennej, Al. Kraśnicka 2 cd 20-718 Lublin,
E-mail: sylwiahyla@o2.pl

dr Dariusz Ignatiuk
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii,
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: dignatiuk@gmail.com

prof. dr hab. Paweł Jokiel
Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Hydrologii
i Gospodarki Wodnej, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
E-mail: joker@geo.uni.lodz.pl

mgr inż. Jakub Jurasz
Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Zarządzania, Katedra Inżynierii Zarządzania, ul. Gramatyka 10, 30-067 Kraków
E-mail: jakubkamiljurasz@gmail.com

mgr inż. Adam Krajewski
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie, Katedra Inżynierii Wodnej SGGW, ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa
E-mail: adam_krajewski1@sggw.pl

dr Katarzyna Kubiak-Wójcicka
Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń
E-mail: kubiak@umk.pl

mgr Piotr Kubiciel
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej - Państwowy Instytut Badawczy, Dział Służby Pomiarowo-Obserwacyjnej, ul. Bratków 10, 42-045 Katowice
E-mail: piotr.kubiciel@imgw.pl

mgr Monika Kwidzińska
Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Instytut Geografii, Katedra Limnologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
E-mail: monika.kwidzinska@onet.eu

mgr inż. Paweł Łabaj
Główny Instytut Górnictwa, Pl. Gwarków 1, 40-166 Katowice
E-mail: plabaj@gig.eu

mgr inż. Helena Łoś
Politechnika Warszawska, Wydział Geodezji i Kartografii, Zakład Fotogrametrii, Teledetekcji i SIP, Pl. Politechniki 1, 00-661 Warszawa
E-mail: h.los@gik.pw.edu.pl

dr Robert Machowski
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geografii Fizycznej,
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: robert.machowski@us.edu.pl

mgr Elżbieta Majchrowska
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii,
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: elzbieta.majchrowska@us.edu.pl

mgr Maciej Markowski
Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Instytut Geografii,
Katedra Limnologii, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk
E-mail: geomma@ug.edu.pl

prof. UMK dr hab. Włodzimierz Marszelewski
Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk o Ziemi
ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń
E-mail: marszel@umk.pl

dr Magdalena Matysik
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geografii Fizycznej,
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: magdalena.matysik@us.edu.pl

prof. dr hab. Zdzisław Michalczyk
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie,
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, 20-718 Lublin, Al. Kraśnicka 2cd
E-mail: zdzislaw.michalczyk@umcs.lublin.pl

dr Tadeusz Molenda
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geografii Fizycznej,
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: tedimolenda@interia.pl

dr Piotr Moniewski
Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Hydrologii
i Gospodarki Wodnej, ul. Narutowicza 88 (pok. 203), 90-139 Łódź
E-mail: moniek@geo.uni.lodz.pl

dr hab. inż. Katarzyna Osińska-Skotak
Politechnika Warszawska, Wydział Geodezji i Kartografii, Zakład Fotogrametrii,
Teledetekcji i SIP, Pl. Politechniki 1, 00-661 Warszawa
E-mail: k.osinska-skotak@gik.pw.edu.pl

dr Bogusław Pawłowski
Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Nauk o Ziemi,
Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej ,ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń
E-mail: bogus@umk.pl

dr Michał Pętlicki
Instytut Geofizyki, Polska Akademia Nauk
ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa
E-mail: petlicki@igf.edu.pl

mgr Adam Piasecki
Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Nauk o Ziemi,
Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń
E-mail: adam.piasecki@gmail.com

dr Agnieszka M. Piechota
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii,
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: agnieszka.m.piechota@us.edu.pl

dr Marek Ruman
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geografii Fizycznej
ul. Będzińska 60, 42-200 Sosnowiec
E-mail: marek.ruman@us.edu.pl

dr Marcin Siłuch
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi
i Gospodarki Przestrzennej, Al. Kraśnicka 2,cd, 20-718 Lublin
E-mail: msiluch@poczta.umcs.lublin.pl

dr hab. Rajmund Skowron
Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Nauk o Ziemi,
Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń
E-mail: rskowron@umk.pl

dr hab. prof. UW Urszula Somorowska
Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych,
Instytut Geografii Fizycznej, Zakład Hydrologii, ul. Krakowskie Przedmieście 26/28,
00-927 Warszawa
E-mail: usomorow@uw.edu.pl

mgr inż. Agnieszka Stachura-Węgierek
„Pectore - Eco" Sp. z o.o., Aleja Przyjaźni 7/2, 44-100 Gliwice
E-mail: agnieszka.stachura@pectore-eco.pl

mgr Beata Stanisławczyk
Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Hydrologii
i Gospodarki Wodnej; ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
E-mail: b.stanislawczyk@o2.pl

dr hab. Roman Suligowski
Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii,
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce
E-mail: roman.suligowski@ujk.edu.pl

dr Przemysław Tomalski
Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Hydrologii
i Gospodarki Wodnej, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
E-mail: tomalski@uni.lodz.pl

prof. UŁ dr hab. Edmund Tomaszewski
Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Hydrologii
i Gospodarki Wodnej, ul. Narutowicza 88 (pok. 209), 90-139 Łódź
E-mail: edtom@uni.lodz.pl

mgr Grzegorz Wałek
Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii
ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce
E-mail: grzegorz.walek@ujk.edu.pl

prof. WSA dr hab. Beniamin Więzik
Wyższa Szkoła Administracji w Bielsku-Białej
ul. A. Frycza Modrzewskiego 12, 43-300 Bielsko-Biała
E-mail: bwiezik@interia.pl

mgr inż. Paweł Zawartka
Główny Instytut Górnictwa, Pl. Gwarków 1, 40-166 Katowice
E-mail: pzawartka@gig.eu