Naturalne i antropogeniczne zmiany obiegu wody

Współczesne problemy i kierunki badań

Redakcja naukowa:
Dariusz Wrzesiński, Renata Graf, Adam Perz, Katarzyna Plewa

Naturalne i antropogeniczne zmiany obiegu wody

Współczesne problemy i kierunki badań

Studia i Prace z Geografii nr 83

Naturalne i antropogeniczne zmiany obiegu wody

Współczesne problemy i kierunki badań

Redakcja naukowa:
Dariusz Wrzesiński, Renata Graf, Adam Perz, Katarzyna Plewa

Bogucki Wydawnictwo Naukowe • Poznań 2020

Publikacja sfinansowana ze środków:
Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych
Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu
oraz
Stowarzyszenia Hydrologów Polskich

Recenzenci:
prof. dr hab. Ewa Bednorz, prof. UG dr hab. Roman Cieśliński,
prof. UG dr hab. Joanna Fac-Beneda, prof. UJK dr hab. Tadeusz Ciupa,
prof. UAM dr hab. Renata Graf, prof. dr hab. inż. Marek Marciniak,
prof. UAM dr hab. Iwona Piotrowska, prof. UAM dr hab. Mariusz Ptak,
dr inż. Maciej Smaczyński, prof. UAM dr hab. Leszek Sobkowiak,
prof. UAM dr hab. Dariusz Wrzesiński

Fotografia na okładce:
Marek Kaczmarczyk (www.aerofoto-kaczmarczyk.com)

Copyright © by Authors, Poznań 2020

ISBN 978-83-7986-303-7

Bogucki Wydawnictwo Naukowe
ul. Górna Wilda 90
61-576 Poznań
www.bogucki.com.pl
biuro@bogucki.com.pl

Druk i oprawa: Uni-druk, Luboń k. Poznania

Spis treści

Przedmowa 7

Karolina Fularczyk, Piotr Kusztal, Tomasz Kalicki, Krzysztof Żurek
Historyczne i współczesne zmiany koryta Czarnej Taraski (Wyżyna Małopolska, Staropolski Okręg Przemysłowy) 9

Roksana Kruć, Krzysztof Dragon, Józef Górski
SOMA2 – narzędzie do oceny stopnia redukcji zanieczyszczeń mikroorganicznych na infiltracyjnych ujęciach wód 25

Michał Fedorczyk, Sylwia Gołaszewska, Zuzanna Kieliszek, Paulina Maciejewska, Jakub Miksa, Wiktoria Zacharkiewicz, Maksym Łaszewski
Przestrzenne zróżnicowanie stężenia związków biogennych w zlewni nizinnej podczas suszy w 2019 r. 33

Zuzanna Lipińska
Stosunki wodne zdegradowanego torfowiska wysokiego Wielkie Bagno . 49

Kamil Kultys, Jagoda Ziewiec
Zmiany sieci wód powierzchniowych zlewni Zagożdżonki i ich gospodarczego wykorzystania w świetle materiałów archiwalnych 57

Kamil Kultys, Jagoda Ziewiec, Ewelina Kruszczyńska
Propozycja wykorzystania obiektów wodnych w nauczaniu geografii – zajęcia terenowe na Roztoczu Środkowym 69

Iwo Wieczorek
Przemiany sieci hydrograficznej na wybranych przykładach z Kotliny Jeleniogórskiej od XVIII w. – ujęcie metodyczne 87

Filip Wolny, Aleksandra Krawiec
Preferencje mieszkańców województwa wielkopolskiego dotyczące spożywania wody wodociągowej 103

Grzegorz Walusiak, Matylda Witek-Kasprzak
Klasyfikacja obrazu jako metoda szybkiego szacowania zmian zasięgu pokrywy śnieżnej w czasie 117

Renata Graf, Dariusz Wrzesiński
Zróżnicowanie czasowo-przestrzenne tendencji zmian termiki wód rzecznych w Polsce 145

Adam Perz
Wykorzystanie kopuli do ustalania odpływów maksymalnych prawdopodobnych na przykładzie rzek w zlewni Warty 161

Renata Graf, Justyna Kałużna
Zarządzanie wodą opadową w mieście w aspekcie minimalizacji ryzyka podtopień i powodzi typu „flash flood" (na przykładzie Kalisza) 171

Dariusz Wrzesiński, Katarzyna Plewa
Detekcja wzorców zmian w szeregach czasowych stanów wody jeziora Gopło w latach 1887–2015 193

Aleksandra Czuchaj, Aleksandra Krawiec, Filip Wolny, Dariusz Wrzesiński, Sara Karpińska, Szymon Świątek
Cyrkulacyjne uwarunkowania nagłych spadków temperatury wody morskiej na polskim wybrzeżu Bałtyku 211

Przedmowa

Na obieg wody w zlewni wpływają czynniki naturalne, głównie klimat i jego zmiany, warunki środowiskowe oraz różne formy działalności człowieka. Analiza obiegu wody oraz bilansu wodnego w skali regionalnej i lokalnej wymaga uwzględnienia całego spektrum zagadnień związanych z charakterem zlewni i jej użytkowaniem, co przekłada się na strategie zarządzania zasobami wodnymi, w których istotne są, a może nawet najważniejsze, aspekty społeczne i ekologiczne. Globalne ocieplenie i jego związek z działalnością człowieka jest faktem potwierdzonym licznymi dowodami i badaniami naukowymi. Jego konsekwencje widoczne są m.in. w zmianach obiegu wody, częstości i sile obserwowanych ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych oraz w biosferze. Zmiany klimatu mogą mieć wkrótce także wpływ na gospodarkę i politykę. Coraz częstsze susze i powodzie będą bardziej dotkliwe dla społeczeństwa, a zmiany środowiska mogą powodować wielkie ruchy migracyjne.

Problematyka ta znajduje wyraz w hasłach organizowanego corocznie Światowego Dnia Wody: 2017 – „Wastewater", 2018 – „Nature for water", 2019 – „Leaving No One Behind", 2020 – „Climate Change". Z tej okazji od 2017 r. na Uniwersytecie im. Adama Mickiewicza w Poznaniu organizowana jest cykliczna konferencja pt. „Naturalne i antropogeniczne zmiany obiegu wody". Adresowana przede wszystkim do doktorantów i studentów Nauk o Ziemi, służyć ma wymianie doświadczeń oraz integracji środowiska młodych hydrologów.

W monografii przedstawiono wyniki interdyscyplinarnych badań z zakresu hydrologii oraz inżynierii i gospodarki wodnej, które są istotne w aspekcie metodycznym, poznawczym i utylitarnym. Prace autorów dotyczą m.in. zmian stosunków wodnych i sieci hydrograficznej w ujęciu historycznym, cech reżimu hydrologicznego rzek i jezior, jakości wód i preferencji w spożywaniu wody wodociągowej, zarządzania wodami opadowymi oraz wykorzystania nowych technologii i narzędzi dla potrzeb projektowania ujęć wody czy szacowania zmian w zasięgu pokrywy śnieżnej. Czytelnik może zapoznać się z szerokim spektrum metod badawczych zastosowanych przez autorów, począwszy od metod i modeli statystycznych, poprzez metody estymacji czasowej i przestrzennej zmiennych hydrometeorologicznych, po modelowanie hydrologiczne oraz wykorzystanie obrazów satelitarnych. Zagadnienia zostały ujęte w 14 rozdziałach, z których każdy stanowi odrębną prezentację problemu badawczego z charakterystyką obszaru, omówieniem materiałów źródłowych, metod i wyników badań. W publikacji Czytelnik znajdzie rozdziały, w których problem naturalnych i antropogenicznych zmian obiegu wody rozpatrywany jest w odniesieniu do miejsc referencyjnych czy regionalnych wzorców pogodowych, ale także studia przypadków w różnych ujęciach przestrzennych – regionalnych i lokalnych, takich jak zlewnie i doliny rzeczne czy zlewnie jeziorne.

Monografię kierujemy do wszystkich zainteresowanych problematyką współczesnych badań hydrologicznych, a także potencjałem aplikacyjnym prezentowanych wyników. Mamy nadzieję, że publikacja stanie się inspiracją do dalszych badań i poszukiwania rozwiązań problemów obiegu wody w aspekcie zmian klimatu i rosnącej antropopresji.

Redaktorzy monografii pragną podziękować Dziekanowi Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu prof. UAM dr. hab. Leszkowi Kasprzakowi oraz Prezesowi Zarządu Stowarzyszenia Hydrologów Polskich prof. UR dr. hab. inż. Andrzejowi Wałędze za sfinansowanie publikacji.

Zespół redakcyjny

Karolina Fularczyk, Piotr Kusztal, Tomasz Kalicki, Krzysztof Żurek

Historyczne i współczesne zmiany koryta Czarnej Taraski (Wyżyna Małopolska, Staropolski Okręg Przemysłowy)

Zarys treści: Płytko występujące złoża rud żelaza, duża lesistość oraz dostępność energii wodnej przyczyniły się do rozwoju górnictwa i hutnictwa na terenie Staropolskiego Okręgu Przemysłowego (SOP) w ostatnich stuleciach. Ta działalność doprowadziła do transformacji den dolin i sieci rzecznej, której kolejne etapy można prześledzić na historycznych oraz współczesnych materiałach kartograficznych, a efekty widoczne są w morfologii terenu (formy antropogeniczne, starorzecza) i osadach (artefakty, zmiany typu sedymentacji). Praca jest studium przypadku zmian antropogenicznych w dolinie małej rzeki wyżynnej czwartego rzędu (Czarna Taraska), znajdującej się na obszarze SOP w regionie świętokrzyskim (Wyżyna Małopolska).

Słowa kluczowe: zmiany koryta, zmiany retencji powierzchniowej, antropopresja, Staropolski Okręg Przemysłowy, Czarna Taraska

Wstęp

Czarna Taraska znajduje się na Wyżynie Małopolskiej (Solon i in. 2018), w regionie świętokrzyskim i dorzeczu środkowej Wisły (Majewski 2013). Jest małym ciekiem wyżynnym czwartego rzędu o długości około 18 km (Jagiełło 2013) i średnim spadku około 2‰. Płynie w granicach Staropolskiego Okręgu Przemysłowego – SOP (ryc. 1A), na obszarze którego w ostatnich stuleciach[1] na dużą skalę wydobywano i przetwarzano rudy żelaza (Chłopek 2017). Rzekę tę

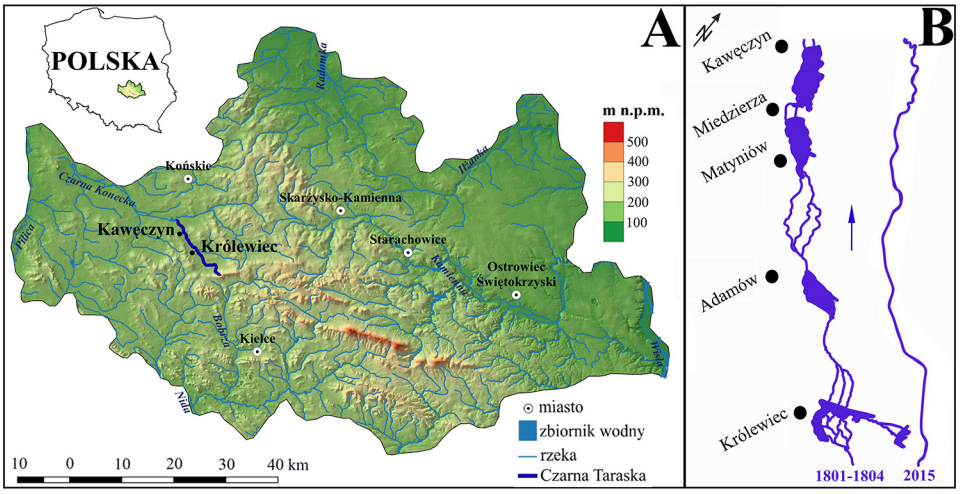
[1] W Zagłębiu Staropolskim hutnictwo bazujące na energii wodnej rozwijało się przynajmniej od drugiej połowy XIII w. (Kubicki, Saletra 2013) do przełomu XIX i XX stulecia (Chłopek 2019). Jednak w różnych częściach tego obszaru rozwój przemysłu metalurgicznego mógł odbywać się w nieco innym czasie.

KF, PK, TK, KŻ – Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Zakład Geomorfologii i Geoarcheologii, ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce
e-mail: fularczykkarolina@gmail.com, roch1990@gmail.com, tomaszkalicki@ymail.com, chrisu.zurek@gmail.com

wykorzystywano wówczas na potrzeby hutnictwa, budując wzdłuż jej biegu, bazujące na energii wodnej, zakłady metalurgiczne. Stworzono przez to antropogeniczny system małej retencji składający się z wielu kanałów i kaskady zapór tworzących stawy (ryc. 1B), które zaopatrywały w wodę kuźnice.

Pierwsze wzmianki historyczne dotyczące kuźnic wodnych na Czarnej Tarasce pochodzą z XVI–XVII w. (Królewiec – 1564 r., Kawęczyn – 1622 r., Adamów – 1660 r.). Wskazują one na to, że już około 400 lat temu rzeka ta była lokalnie regulowana, a obieg wody w dnie doliny był uzależniany od tworzonej infrastruktury. W drugiej połowie XVIII stulecia nastąpiła intensyfikacja działalności hutniczej w zlewni, o czym świadczą zbudowane wielkie piece (Kawęczyn – 1779 r., Królewiec – 1782 r.), które w latach 30. XIX w. zmodernizowano. Funkcjonujące wówczas kuźnice przekształcano w wydajniejsze zakłady – fryszerki (Krygier, Ruszczyńska 1958, Zieliński 1965, Fajkosz 2010, Chłopek 2017, 2019). Ten rozwój hutnictwa wielkopiecowego powodował coraz większą ingerencję człowieka w system fluwialny oraz rozbudowę sztucznego systemu małej retencji.

W XIX w. wielkie piece wygaszono (Królewiec – 1839 r., Kawęczyn – 1893 r.), co w przypadku Kawęczyna mogło być uwarunkowane recesją społeczno-gospodarczą z końca stulecia. Być może regres hutnictwa spowodowany był też zniszczeniem infrastruktury w wyniku katastrofalnych powodzi, które nawiedzały SOP w XIX oraz na przełomie XIX i XX w. (Chłopek 2017, 2019). Po upadku przemysłu metalurgicznego na mniejszą skalę rozwinęło się młynarstwo (Fajkosz 2010, www.konskie.org.pl), a niektóre kuźnice zastąpiły młyny zbożowe (Królewiec, Kawęczyn) napędzane przez rzekę. Ostatni z nich zakończył działalność



Ryc. 1. Cyfrowy model wysokościowy (CMW) obszaru SOP z zaznaczoną Czarną Taraską (A) oraz układ hydrograficzny w dnie jej doliny w środkowym biegu w dwóch odcinkach badawczych (Królewiec–Adamów i Matyniów–Kawęczyn) na początku XIX (1801–1804) i XXI stulecia (2015) (B).

Źródło: A – oprac. M. Tomczyk, K. Fularczyk na podstawie gugik.gov.pl, Zieliński 1965; B – oprac. K. Fularczyk na podstawie mapy.geoportal.gov.pl, mapire.eu.

w połowie lat 70. XX w. (inf. ustna od lokalnej ludności). Od tego czasu energia wodna Czarnej Taraski nie jest wykorzystywana, a sztuczny system małej retencji przestał istnieć (ryc. 1B).

Cel i metody badań

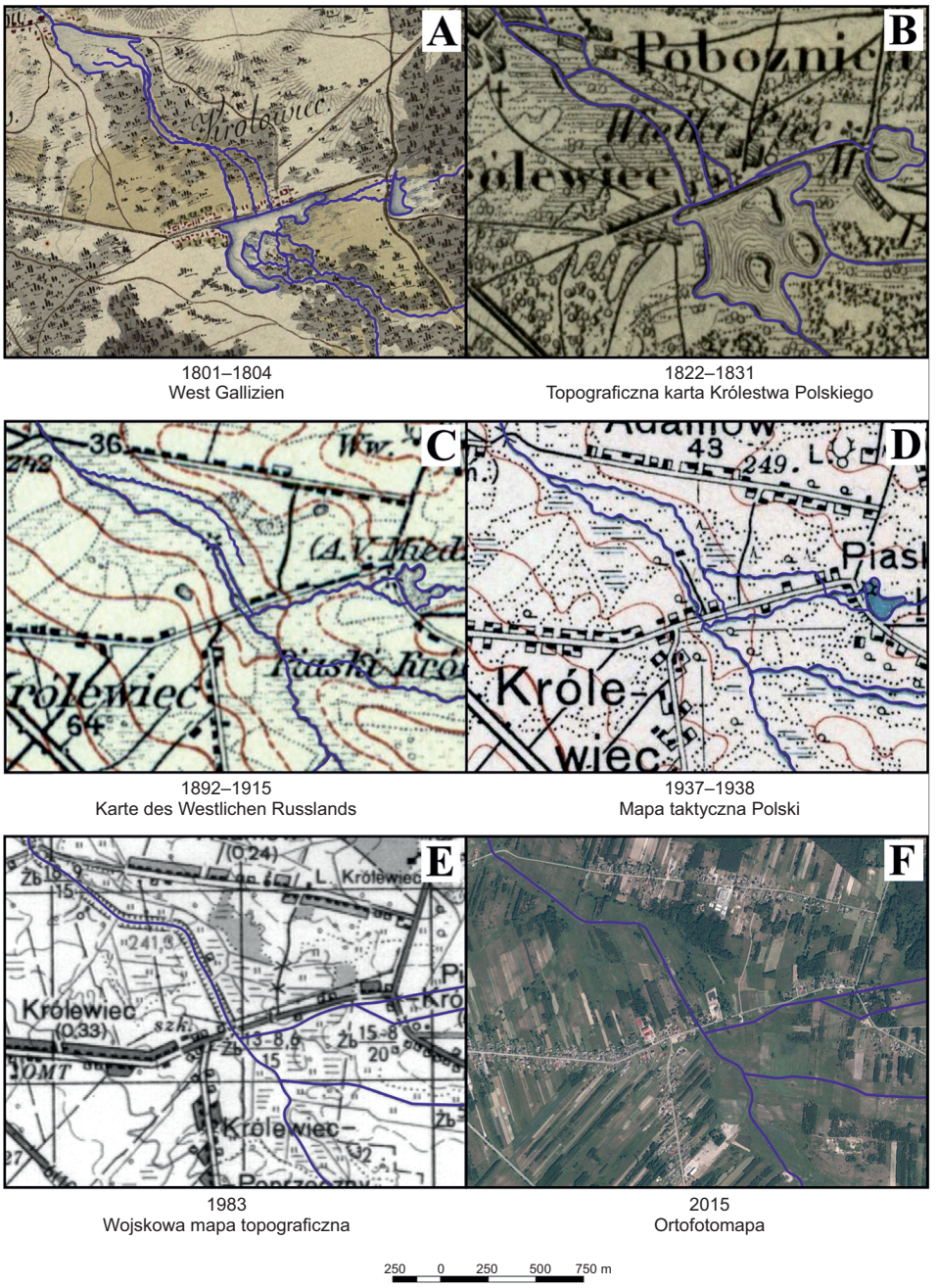
Celem pracy jest ustalenie wpływu rozwoju i upadku SOP na transformację układu hydrograficznego Czarnej Taraski oraz przedstawienie przemian jej koryta w XIX–XXI w.

Szczegółową analizą objęto środkowy bieg rzeki między Królewcem a Kawęczynem. Wytypowano dwa odcinki badawcze o odmiennie wykształconej sieci rzecznej na początku XIX w. (Królewiec–Adamów oraz Matyniów–Kawęczyn). Jej zmiany udokumentowano przy użyciu źródeł historycznych i ukazano na materiałach kartograficznych z XIX–XXI w. (ryc. 1B, 2, 4). Dane kameralne zweryfikowano w terenie, gdzie wykonano dokumentację fotograficzną, profil geologiczny (Kawęczyn) i odwierty (Adamów). Wykonano też analizę granulometryczną pobranych osadów metodą sitową (Racinowski i in. 2001), wyliczono wskaźniki uziarnienia Folka i Warda (1957) oraz oznaczono zawartość substancji organicznej metodą strat prażenia (Łądkiewicz i in. 2017). Wyniki przedstawiono graficznie przy użyciu programów GRANULOM, INKSCAPE oraz QGIS.

Wyniki badań

Odcinek Królewiec–Adamów

Materiały kartograficzne pokazują antropogeniczny system małej retencji funkcjonujący na początku XIX w. oraz jego zanik w dwóch ostatnich stuleciach (ryc. 2). Około 1800 r., kiedy nastąpił rozkwit hutnictwa wielkopiecowego w rejonie Królewca i Adamowa, system ten składał się z sieci kanałów łączących główne i boczne stawy przemysłowe, które pełniły rolę węzłów hydrograficznych. W tym czasie staw w Królewcu był w znacznym stopniu zasypany deltą śródlądową Czarnej Taraski, której śladem w latach 20. XIX w. były tylko trzy wyspy. Mogło to być następstwem prac hydrotechnicznych (wybagrowanie i wybranie osadów) w celu powiększenia pojemności zbiornika albo zdjęcie topograficzne było wykonywane przy wyższym stanie wody. W tym samym czasie zaniknął staw w Adamowie, a rzeka poniżej stawu w Królewcu płynęła dwoma ramionami, z których północne pod koniec XIX w. było już starorzeczem, a kanał łączący oba ramiona przestał istnieć (ryc. 2C). W pierwszej połowie XIX stulecia nastąpił regres działalności hutniczej (wygaszenie wielkiego pieca w Królewcu). W konsekwencji na przełomie XIX i XX w. nie istniał już ten rozbudowany system hydrograficzny,



Ryc. 2. Zmiany sieci hydrograficznej w dolinie między Królewcem a Adamowem widoczne na materiałach kartograficznych z ostatnich dwóch stuleci
Źródło: oprac. K. Fularczyk na podstawie mapire.eu, igrek.amzp.pl, mapy.geoportal.gov.pl.

gdyż całkowicie zanikła retencja powierzchniowa w zbiornikach (ryc. 2A–C). Jednak w okresie międzywojennym dokonywano zmian w układzie cieków, gdyż do nieaktywnego, zanikającego starorzecza (kanału?) Czarnej Taraski (opisywanego wyżej – ryc. 2C) doprowadzono przekopami wody prawobrzeżnego dopływu,

Fot. 1. Uregulowane i wyprostowane koryto Czarnej Taraski na terenie dawnego stawu w Królewcu (A) i Adamowie (B), zerwa osuwiskowa powyżej tamy bobrów w Adamowie (C), uregulowane i wyprostowane koryto Czarnej Taraski na terenie dawnego stawu w Miedzierzy (D), miejsce awarii dawnego jazu w Kawęczynie (E), koryto kręte i wlot do nieczynnej młynówki w Kawęczynie (F) (fot. K. Fularczyk, P. Kusztal, luty 2020 r.).

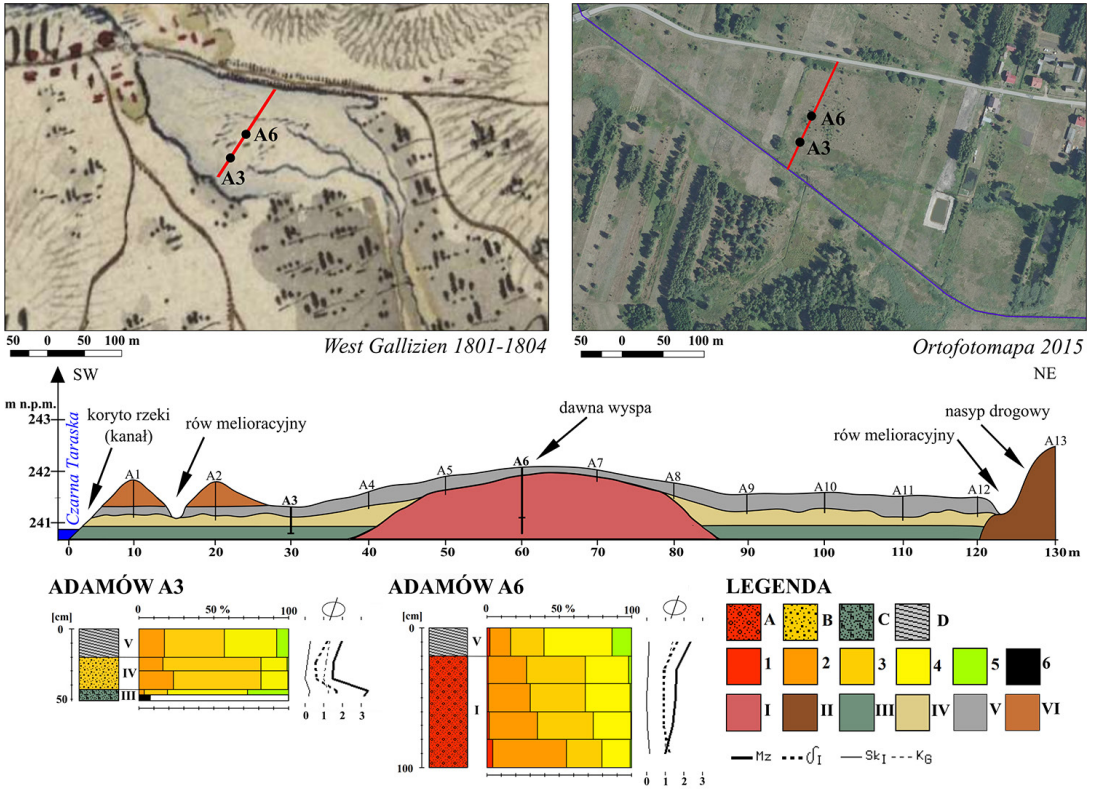
na którym do II wojny światowej funkcjonował sztuczny zbiornik (ryc. 2C–D). W drugiej połowie ubiegłego wieku również i ten układ hydrograficzny zlikwidowano, Czarną Taraskę skoncentrowano w jednym, wyprostowanym korycie – rzeko-kanale, a podmokłe tereny po dawnych akwenach zdrenowano siecią rowów melioracyjnych (ryc. 2E–F, fot. 1A–B).

Na terenie dawnego stawu w Adamowie (ryc. 1B, fot. 1B) wykonano serię odwiertów i przekrój geologiczny (ryc. 3). Przecina on widoczne na mapie West Gallizien wypłycenie rozdzielające koryto rzeki wpadającej do zbiornika (ryc. 2A). Prawdopodobnie była to wyspa wynurzająca się okresowo podczas niskich i średnich stanów powyżej poziomu lustra wody w zalewie. Forma ta zbudowana jest z osadów o sekwencji prostej (odwiert A6), co wskazuje na jej fluwialne pochodzenie (aluwia rzeki meandrowej). Jest to najprawdopodobniej ostaniec erozyjny (odsyp meandrowy?), gdyż brak osadów jeziornych pod aluwiami wyklucza deltę śródlądową, natomiast występujące żwiry formę eoliczną. Jego kulminacja znajduje się tylko około 1 m powyżej osadów limnicznych, rozpoznanych w odwiercie A3, co może potwierdzać hipotezę, że mamy do czynienia z odsypem meandrowym. Oznacza to także, że dawny zbiornik przemysłowy był płytki (ryc. 3).

Różne rodzaje osadów wypełnienia zbiornika w Adamowie odpowiadają etapom jego zapełniania. W spągu występują osady jeziorne (piaski zaglinione, organiczne), które były akumulowane w istniejącym zalewie (III na ryc. 3). Powyżej znajduje się pokrywa aluwiów korytowych (piaski średnioziarniste), które były deponowane przez rzekę po zaniku stawu (IV na ryc. 3), do czego doszło w pierwszym trzydziestoleciu XIX w. (ryc. 2A–B). Po koncentracji koryta i osuszeniu tego niegdyś podmokłego terenu, na osadach rzecznych wykształciła się gleba (V na ryc. 3). Etapy te odzwierciedlają końcową fazę lądowienia obszaru zbiornika wodnego, które postępowało od początku jego istnienia (XVII w.).

Przekrój obejmuje także formy świadczące o ingerencji człowieka w środowisko naturalne. Sama niecka dawnego stawu ma pochodzenie antropogeniczne. Jej granice wyznacza od NE nasyp drogowy podpierający dawny staw (ryc. 2A), natomiast od SW uregulowane koryto rzeki. Na powierzchni wypełniska niecki znajdują się, drenujące ten obszar, obwałowane rowy melioracyjne (ryc. 3).

Współcześnie na procesy fluwialne Czarnej Taraski wpływa działalność bobrów, które osiedliły się w uregulowanym korycie (kanale), m.in. w rejonie Adamowa. Stworzyły one kaskadę tam, powyżej których dochodzi do podniesienia poziomu cieku i „nasiąkania" brzegów rzeki. Powoduje to powstawanie zerw osuwiskowych (fot. 1C), a w efekcie zmiany geometrii i poszerzanie koryta. Erozję brzegów, boczną migrację i wzrost krętości rzeki mogą też nasilać żeremia ukierunkowujące nurt i w konsekwencji przyspieszające rozwój zakola. Proces taki został opisany przez Zaborską (2018) na pobliskiej Czarnej Koneckiej. W konsekwencji zajęty przez bobry kanał upodabnia się stopniowo do naturalnego koryta rzeki (renaturalizacja).

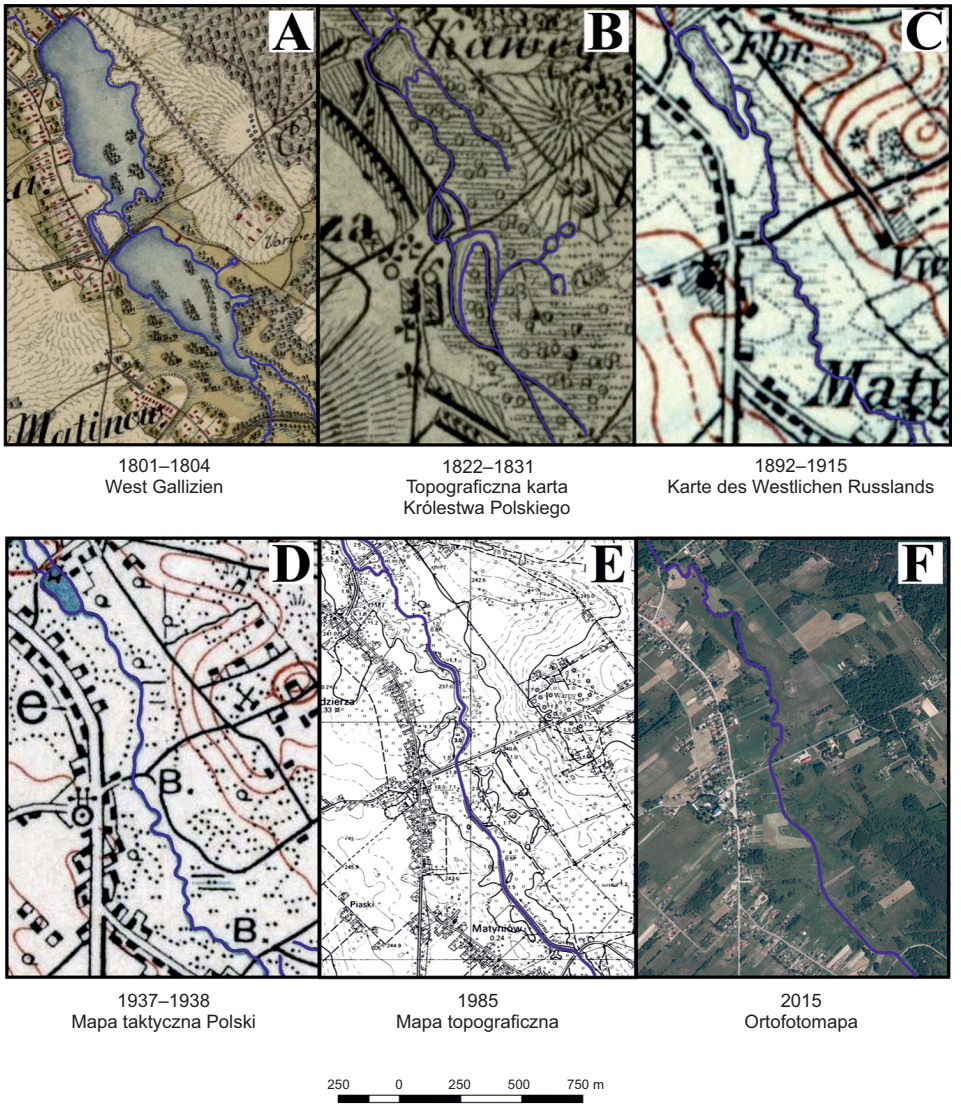


Ryc. 3. Przekrój przez wypełnienie niecki dawnego stawu w Adamowie

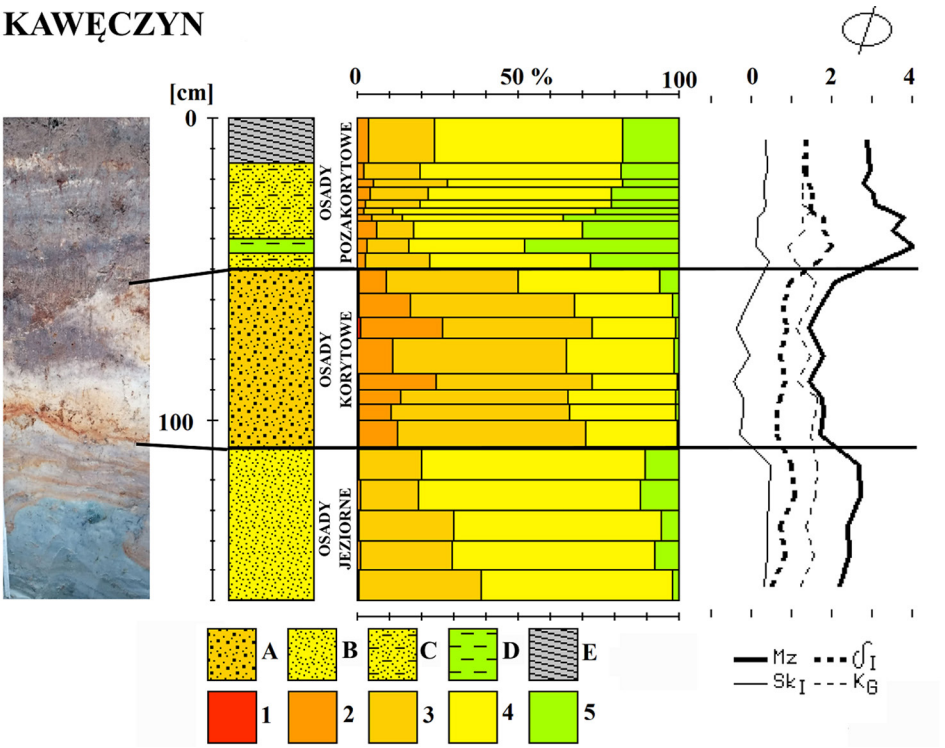
Litologia w profilach: A – piaski z pojedynczymi żwirami, B – piaski różnoziarniste, C – piaski zaglinione organiczne, D – gleba
Frakcje w profilach: 1 – żwiry (poniżej –1φ), 2 – piaski gruboziarniste (–1–1φ), 3 – piaski średnioziarniste (1–2φ), 4 – piaski drobnoziarniste (2–4φ), 5 – pyły i iły (powyżej 4φ), 6 – zawartość materii organicznej [%]
Wskaźniki Folka-Warda: Mz – średnia średnica, φ_I – odchylenie standardowe, Sk_I – skośność, K_G – kurtoza
Rodzaje osadów (ujęcie chronologiczne) w przekroju: I – aluwia starsze, II – osady nasypu drogowego (dawnej grobli), III – osady jeziorne, IV – aluwia młodsze, V – gleba, VI – osady obwałowań rowów odwadniających

Odcinek Matyniów–Kawęczyn

Poniżej Matyniowa na początku XIX w. funkcjonował układ kaskadowy z dwoma występującymi blisko siebie stawami przemysłowymi (ryc. 4A). Około 100 lat później istniał już tylko jeden zbiornik (Kawęczyn), a jego powierzchnia była ponaddwukrotnie mniejsza. Ten spadek retencji powierzchniowej (ryc. 4A–C)



Ryc. 4. Zmiany sieci hydrograficznej w dnie doliny na odcinku Matyniów–Kawęczyn widoczne na materiałach kartograficznych z ostatnich dwóch stuleci
Źródło: oprac. K. Fularczyk na podstawie mapire.eu, igrek.amzp.pl, mapy.geoportal.gov.pl



Ryc. 5. Uziarnienie oraz statystyczne wskaźniki uziarnienia osadów wypełniających zbiornik w Kawęczynie

Litologia: A – piaski średnioziarniste (różnoziarniste), B – piaski drobnoziarniste, C – piaski zaglinione, D – mułki, E – gleba

Frakcje: 1 – żwiry (poniżej –1φ), 2 – piaski gruboziarniste (–1–1φ), 3 – piaski średnioziarniste (1–2φ), 4 – piaski drobnoziarniste (2–4φ), 5 – pyły i iły (powyżej 4φ)

Wskaźniki Folka-Warda: Mz – średnia średnica, φ_I – odchylenie standardowe, Sk_I – skośność, K_G – kurtoza

można wiązać z upadkiem górnictwa i hutnictwa, do którego doszło w drugiej połowie XIX stulecia (zaprzestanie wydobycia rudy żelaza w Miedzierzy i wygaszenie wielkiego pieca w Kawęczynie). Wówczas być może zlikwidowano nieużytkowany akwen w Miedzierzy, natomiast zanikający w Kawęczynie zaadaptowano na potrzeby młynarstwa (www.konskie.org.pl). Przetrwał on do powodzi z połowy lat 70. ubiegłego stulecia, która zniszczyła jego zaporę (inf. ustna od lokalnej ludności). Była to ostatnia budowla hydrotechniczna piętrząca Czarną Taraskę. Współcześnie płynie ona jednym, zazwyczaj uregulowanym, koryto-kanałem (fot. 1D). Jedynie poniżej Miedzierzy, na obszarze dawnego stawu w Kawęczynie, rzeka płynęła dwoma ramionami – swobodnie meandrującym korytem i młynówką, która przestała funkcjonować po 1985, a przed 2015 r. (ryc. 4E–F, fot. 1E–F).

Na terenie zdrenowanego stawu w Kawęczynie (ryc. 1B, fot. 1F) wykonano profil geologiczny (ryc. 5), ukazujący wypełnienie niecki dawnego zbiornika.

Wyróżniono w nim trzy ogniwa. Dolne (160–110 cm) tworzą drobnoziarniste osady jeziorne deponowane podczas istnienia akwenu. Środkowe (110–50 cm) to piaszczyste aluwia korytowe akumulowane po jego zaniku. Górne ogniwo (50–0 cm) reprezentują piaski zaglinione i mułki pozakorytowe o sekwencji odwróconej (grubienie materiału ku górze).

Dyskusja

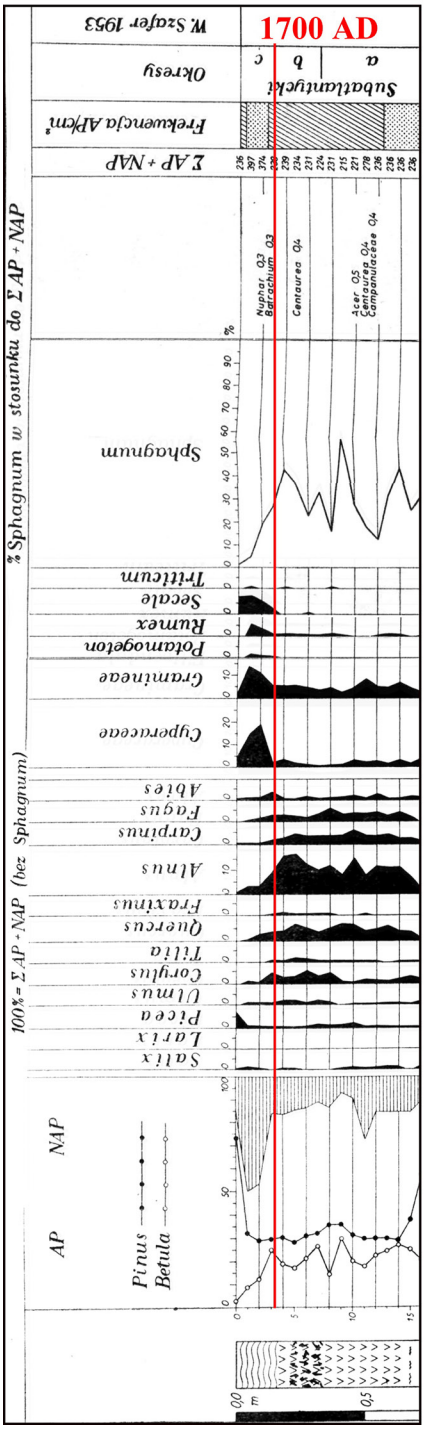
Różne rodzaje osadów wypełniających zbiornik w Adamowie odpowiadają etapom jego zapełniania. Współcześnie na procesy fluwialne Czarnej Taraski w tym rejonie wpływa działalność bobrów, które osiedliły się w uregulowanym koryto-kanale koło Adamowa. Bytowanie bobrów w antropogenicznie przekształconych dolinach jest zjawiskiem powszechnym (por. Fajer i in. 2017, Gorczyca i in. 2018, Fularczyk i in. 2020). Zwierzęta te często zajmują niecki po dawnych stawach i kanały, gdzie kształtują środowisko na własne potrzeby. Powodują m.in. zmiany stosunków wodnych (por. Kusztal i in. 2017) oraz morfologii terenu zalewowego i koryta, przez co wpływają na układ hydrograficzny zasiedlonego przez siebie cieku (por. Pollock i in. 2014, Fularczyk i in. 2020).

Z osadów wypełniających zbiornik w Kawęczynie odczytać można procesy erozyjno-akumulacyjne, które zachodziły od połowy lat 70. XX w. (awaria jazu, fot. 1E). W pierwszej fazie po jego zaniku rzeka płynąca całą szerokością podmokłej niecki składała aluwia korytowe. Ich miąższość przekroczyła 0,5 m. W drugiej fazie postępująca erozja denna powodowała najpierw rozcinanie aluwiów korytowych, a następnie występujących poniżej osadów jeziornych. Jednocześnie podczas powodzi deponowane były osady pozakorytowe. Ich grubienie ku stropowi jest wynikiem nakładania się na siebie dwóch czynników: wcinającej się rzeki i równoczesnego nadbudowywania równiny zalewowej. W efekcie jedynie coraz większe powodzie nawiedzające w tym czasie region świętokrzyski (por. Suligowski 2013), a co za tym idzie – niosące coraz grubszy materiał, były w stanie wystąpić z koryta i złożyć transportowany osad na jego brzegach. Podobne zjawiska stwierdzono m.in. w dorzeczu Dźwiny, ale odbywały się one w warunkach naturalnych, w trakcie całego mezo- i neoholocenu (por. Kalicki 2006). Świadczy to, z jednej strony, o dużej intensywności procesów odnotowanych w Kawęczynie, a z drugiej, o innej skali czasowej takich zjawisk na rzekach różnych rzędów. W przypadku Czarnej Taraski istotne były momenty zwrotne, takie jak budowa i przerwanie zapory (antropopresja), bez których do powyższych procesów erozyjno-akumulacyjnych z pewnością by nie doszło. Współcześnie ciek ten wcięty jest w wypełnienie zbiornika na głębokość ponad 1 m (fot. 1F, ryc. 5). Dalsze obniżanie dna koryta na tym obszarze może doprowadzić do lateralnej stabilności rzeki (por. Rodzik i in. 2008), co nastąpiło w przypadku Czarnej Koneckiej na odcinku poniżej Janowa (Kalicki i in. 2019a, b, 2020b).

Interesujące jest porównanie rezultatów naszych badań z diagramem pyłkowym z torfowiska w Kawęczynie położonym na terasie Czarnej Taraski

(Szczepanek 1961). Analizowanemu przez nas odcinkowi czasu odpowiadają 4 próby w najwyższej części profilu, wydzielane przez autora jako subatlantyk c, rozpoczynający się od 1700 r. n.e. (ryc. 6). W tej sytuacji odstęp między próbkami zawiera interwał czasowy wynoszący 60–80 lat.

W okresie dynamicznego rozwoju działalności hutniczej w dolinie Czarnej Taraski w XVIII w., na diagramie pyłkowym zaznacza się gwałtowny spadek lesistości (próbka 3) i udziału niemal wszystkich gatunków drzew (ryc. 6). Jest to prawdopodobnie zapis wylesiania zlewni w celu pozyskania drewna na potrzeby przemysłu, ponieważ w tym czasie masowo wykorzystywano węgiel drzewny, budowano kuźnice wodne i towarzyszącą im infrastrukturę (Chłopek 2017, 2019). Deforestacja objęła także dno doliny, gdzie wykarczowane tereny były zalewane przez powstające stawy. Potwierdzają to wzmianki historyczne, np. dotyczące Adamowa, gdzie już około 400 lat temu powstała kuźnica wodna na „surowym korzeniu" (Fajkosz 2010), a także dane kartograficzne pokazujące bardzo duże obszary równiny zalewowej zajęte przez akweny na początku XIX w. (ryc. 4A). Spadkowi pyłku AP towarzyszy równoczesny wzrost pyłku NAP (próbka 3, 2) – traw (*Gramineae*) oraz roślin siedlisk mokradłowych (*Cyperaceae*). Równocześnie, prawdopodobnie w związku z ochłodzeniem i zwilgotnieniem małej epoki lodowej (por. Kalicki 2006), na torfowisku (próbki 3, 2) notowany jest wzrost udziału pyłku roślin wodnych (hydrofitów), charakterystycznych dla płytkich stawów (*Nuphar, Batrachium, Potamogeton*). Bardzo duża skala odlesienia zlewni, a także



Ryc. 6. Uproszczony fragment diagramu pyłkowego z torfowiska w Kawęczynie (Szczepanek 1961)

prawdopodobnie większa częstość zjawisk ekstremalnych, co jest typowe dla małej epoki lodowej, spowodowała erozję gleb w zlewni i dużą dostawę poprzeczną do cieków. Czarna Taraska zrzucała ten materiał w zbiorniku w Królewcu, formując rozległą deltę śródlądową (ryc. 2A). Na szybkie tempo akumulacji i formowania tej delty mogą wskazywać wyniki badań tego typu form, występujących współcześnie w sztucznych zbiornikach na rzekach świętokrzyskich (Przepióra i in. 2019, Kalicki i in. 2020a).

Nieco później (próbki 2, 1), przypuszczalnie w schyłku XIX i na początku XX w., notowany jest wyraźny wzrost udziału zbóż (*Secale, Triticum*), co może wynikać z rozwoju rolnictwa po upadku działalności hutniczej, na co wskazują dane historyczne oraz rozwój młynarstwa od przełomu XIX i XX w. (Fajkosz 2010, www.konskie.org.pl).

W najwyższej próbie, odpowiadającej prawdopodobnie połowie XX w., zaznacza się duży wzrost lesistości. Jednak w składzie gatunkowym gwałtownie wzrasta jedynie udział sosny (*Pinus*) i w znacznie mniejszym stopniu świerka (*Picea*), co obrazuje regionalne, antropogeniczne odnowienie drzewostanu i stworzenie monokultury boru sosnowego. Równocześnie na torfowisku następuje spadek udziału hydrofitów, a także *Sphagnum*, co można wiązać z częściowym zdrenowaniem torfowiska w celu eksploatacji torfów wykorzystywanych w kopalni „Miedzierza" (Chłopek 2019).

Diagram palinologiczny z torfowiska w Kawęczynie ukazuje zmiany roślinności zarówno w skali regionalnej (antropogeniczne odlesienie i późniejsze zalesienie oraz rozwój rolnictwa w zlewni), jak i lokalne, związane ze stosunkami wodnymi na torfowisku (wahania poziomu wód gruntowych w małej epoce lodowej i późniejsze antropogeniczne zdrenowanie). Zmiany te zapewne nie odzwierciedlają transformacji sieci hydrograficznej Czarnej Taraski w młodszym subatlantyku, gdyż analizowane torfowisko położone jest na plejstoceńskiej terasie u podnóża mezozoicznego wzniesienia.

Wnioski

Wpływ rozwoju i upadku SOP na transformację układu hydrograficznego Czarnej Taraski był bardzo duży, wręcz decydujący. Zmiany sieci rzecznej w ostatnich stuleciach (ciek naturalny → antropogeniczny system małej retencji → rzeko-kanał) potwierdzone zostały różnymi metodami: historycznymi, kartograficznymi, sedymentologicznymi.

Współcześnie następuje renaturalizacja koryta i dna doliny Czarnej Taraski na badanych odcinkach. Wypełnione i zdrenowane stawy zostały włączone w obręb równiny zalewowej i funkcjonują jako jej część, na której składane są osady pozakorytowe. Równocześnie lokalnie, po zaniku stawów antropogenicznych, w korycie występuje erozja denna wynikająca z wyrównywania spadku rzeki, co prowadzi do lateralnej stabilności cieku. Istotną rolę w kształtowaniu koryta

odgrywają też bobry, które poprzez tworzenie rozlewisk wywołują ruchy masowe na brzegach koryta, a w efekcie zwiększają jego szerokość i krętość.

Zmiany roślinności w ostatnich stuleciach wywołane czynnikami klimatycznymi i antropogenicznymi zostały zapisane w torfowisku w Kawęczynie, ale nie odzwierciedlają one zmian sieci hydrograficznej Czarnej Taraski.

Podziękowania

Autorzy dziękują prof. dr. hab. Kazimierzowi Szczepankowi (UJ, Kraków) i mgr. Dmitrowi Tsvirko (Narodowa Akademia Nauk Białorusi) za konsultacje dotyczące zagadnień palinologicznych, właścicielowi posesji, na której niegdyś znajdował się staw w Kawęczynie, za udostępnienie terenu do badań oraz informacje na temat zmian zbiornika od lat 70. XX w., a także lic. Mariuszowi Tomczykowi za pomoc w wykonaniu ryciny 1.

Literatura

Chłopek M., 2017, Dolina Czarnej. Zapomniane Dziedzictwo, Stowarzyszenie „W Dolinie Czarnej", Zabytkowy Zakład Hutniczy w Maleńcu, Maleniec.

Chłopek M., 2019, Maleniec – Staropolska Fabryka Żelaza. Stowarzyszenie „W Dolinie Czarnej", Maleniec.

Fajer M., Malik I., Waga J.M., Wistuba M., Woskowicz-Ślęzak B., 2017, Współczesne wykorzystanie przez bobra europejskiego *Castor fiber* antropogenicznie przekształconych dolin rzecznych (przykład z Równiny Opolskiej i Wyżyny Woźniacko-Wieluńskiej), Przegląd Geograficzny, 89/3: 467–489.

Fajkosz A., 2010, Kartki z historii Ziemi Koneckiej, Muzeum Regionalne PTTK w Końskich, Kielce-Końskie.

Folk R.L., Ward W.C., 1957, Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Research, 27/1: 3–26.

Fularczyk K., Kusztal P., Kalicki T., 2020, Changes of the former pond at Furmanów (Old Polish Industrial District, Central Poland) – cartographic and sedimentological data. Acta Geobalcanica, w druku.

Gorczyca E., Krzemień K., Sobucki M., Jarzyna K., 2018, Can beaver impact promote river renaturalization? The example of the Raba River, southern Poland, Science of the Total Environment, 615: 1048–1060.

Jagiełło J., 2013, Pilica i jej dopływy, Wydawnictwo Ciekawe Miejsca, Inowrocław.

Kalicki T., 2006, Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holoceńskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, Warszawa.

Kalicki T., Przepióra P., Kusztal P., 2019a, Anthropogenic flash floods on two selected rivers of Holy Cross Mts. region in 20th c. – origin and effects, Prace i Studia Geograficzne, 64/1: 21–36.

Kalicki T., Przepióra P., Kusztal P., 2019b, Origin and effects of anthropogenic flash floods on rivers of Holy Cross Mts. region (Poland) in 20th c, Acta Geobalcanica, 5/2: 85–92.

Kalicki T., Przepióra P., Kusztal P., Aksamit M., Grzeszczyk P., Frączek M., Jabłoński M., Wrochna M., 2020a, Differentiation of delta sediments of Sielpia water reser-

voir (Świętokrzyskie voivodeship, Poland) – preliminary results, Acta Geobalcanica, w druku.
Kalicki T., Przepióra P., Kusztal P., Chrabąszcz M., Fularczyk K., Kłusakiewicz E., Frączek M., 2020b, Historical and present-day human impact on fluvial systems in Old-Polish Industrial District (Poland), Geomorphology, 357: 107062.
Krygier E., Ruszczyńska T., 1958, Katalog zabytków budownictwa przemysłowego w Polsce, Kwartalnik Historii Kultury Materialnej (zeszyt dodatkowy), 2/1: 50–65.
Kubicki R., Saletra W., 2013, Hutnictwo i górnictwo w regionie świętokrzyskim – do Księstwa Warszawskiego, Studia i Materiały Miscellanea Oeconomicae, 17/2: 29–40.
Kusztal P., Żeber-Dzikowska I., Chmielewski J., Wójtowicz B., Wszelaczyńska E., Gaworek B., 2017, The significance of the European beaver (*Castor fiber*) activity for the process of renaturalization of river valleys in the era of increasing, Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych, 28/01: 31–35.
Łądkiewicz K., Wszędyrówny-Nast M., Jaśkiewicz K., 2017, Porównanie różnych metod oznaczania zawartości substancji organicznej, Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 26/1: 99–107.
Majewski W., 2013, General characteristics of the Vistula and its basin, Acta Energetica, 2/15: 6–15.
Pollock M.M., Beechie T.J., Wheaton J.M., Jordan C.E., Bouwes N., Weber N., Volk C., 2014, Using beaver dams to restore incised stream ecosystems, BioScience, 64/4: 279–290.
Przepióra P., Kalicki T., Aksamit M., Biesaga P., Frączek M., Grzeszczyk P., Malęga E., Chrabąszcz M., Kłusakiewicz E., Kusztal P., 2019, Secular and catastrophic processes reflected in sediments of the Suchedniów water reservoir, Holy Cross Mountains (Poland), Geologos, 25/2: 139–152.
Racinowski R., Szczypek T., Wach J., 2001, Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
Rodzik J., Ciupa T., Janicki G., Kociuba W., Tyc A., Zgłobicki W., 2008, Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), Współczesne przemiany rzeźby Polski, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 165–214.
Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018, Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data, Geographia Polonica, 91/2: 143–170.
Suligowski R., 2013, Maksymalny wiarygodny opad na Wyżynie Kieleckiej, Wydawnictwo Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kielce.
Zaborska D., 2018, Budowa geologiczna i rzeźba dna doliny Czarnej Koneckiej pomiędzy Janowem a Czarniecką Górą, maszynopis pracy magisterskiej, Instytut Geografii UJK, Kielce.
Zieliński J., 1965, Staropolskie Zagłębie Przemysłowe, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce.

Netografia

gugik.gov.pl
igrek.amzp.pl
konskie.org.pl
mapire.eu
mapy.geoportal.gov.pl

Materiały kartograficzne

Nazwa mapy	Arkusz	Aktualność kartograficzna	Rok wydania	Skala
West Gallizien	–	1801–1804	–	1:28 800
Topograficzna karta Królestwa Polskiego	Końskie (Kol. III, Sek. VI)	1822–1831	1843	1:126 000
Karte des Westlichen Russlands	Końskie (G37)	1892–1915	1915	1:100 000
Mapa taktyczna Polski	Końskie (Pas 44, Słup 31)	1937–1938	1938	1:100 000
Wojskowa mapa topograficzna	Niekłań (M-34-30-A)	1983	1985	1:50 000
Mapa topograficzna	Miedzierza (143.212)	1985	–	1:10 000
Ortofotomapa	–	2015	–	–

Roksana Kruć, Krzysztof Dragon, Józef Górski

SOMA2 – narzędzie do oceny stopnia redukcji zanieczyszczeń mikroorganicznych na infiltracyjnych ujęciach wód

Zarys treści: W Polsce i na całym świecie istnieje wiele infiltracyjnych ujęć wody, które zasilane są wodami powierzchniowymi. Jakość wody ujmowanej z tego typu ujęć zależna jest od jakości wód powierzchniowych. W wodach powierzchniowych wykrywane są różnego rodzaju zanieczyszczenia, np. pestycydy czy farmaceutyki. Infiltracja brzegowa uznawana jest za pierwszy, naturalny stopień uzdatniania wody, co umożliwia redukcję zanieczyszczeń. Aby uzyskać znaczny stopień redukcji, najważniejsze jest zlokalizowanie studni w odpowiedniej odległości od cieku lub zbiornika wody, tak by zapewnić odpowiedni czas przepływu wód. Istnieje narzędzie stworzone z zastosowaniem arkusza MS Excel, które ma na celu ułatwienie projektowania infiltracyjnych ujęć wód. SOMA2 została stworzona na podstawie danych literaturowych z ujęć infiltracyjnych. Narzędzie wykorzystuje algorytm, który na podstawie wprowadzonych danych wskazuje wartość redukcji zanieczyszczeń, którą można uzyskać przy danej odległości studni od rzeki oraz przy określonym czasie przepływu. Aby otrzymać prawidłowy rezultat, należy wprowadzić do arkusza stężenie zanieczyszczenia w wodzie rzecznej, czas przepływu wody oraz odległość studni od rzeki. Wynikiem jest procentowy zakres stopnia redukcji.

Słowa kluczowe: infiltracyjne ujęcie wody, mikrozanieczyszczenia organiczne, SOMA2

Wprowadzenie

Ujęcia infiltracyjne są popularną metodą ujmowania wód. Ich specyfika polega na tym, że wody powierzchniowe z rzek lub jezior poprzez infiltrację zasilają wody podziemne (Hiscock, Grischek 2002). Ważną cechą tego typu ujęć jest to, że jakość wód ujmowanych na ujęciu silnie zależy od jakości wód powierzchniowych. W wielu krajach obserwowane jest zanieczyszczenie rzek w wyniku działalności rolniczej w obszarze zlewni (Hu i in. 2016, Górski i in. 2017) lub też zrzutu

RK, KD, JG – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geologii, Pracownia Hydrogeologii i Ochrony Wód, ul. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań
email: roksana.kruc@amu.edu.pl, smok@amu.edu.pl, gorski@amu.edu.pl

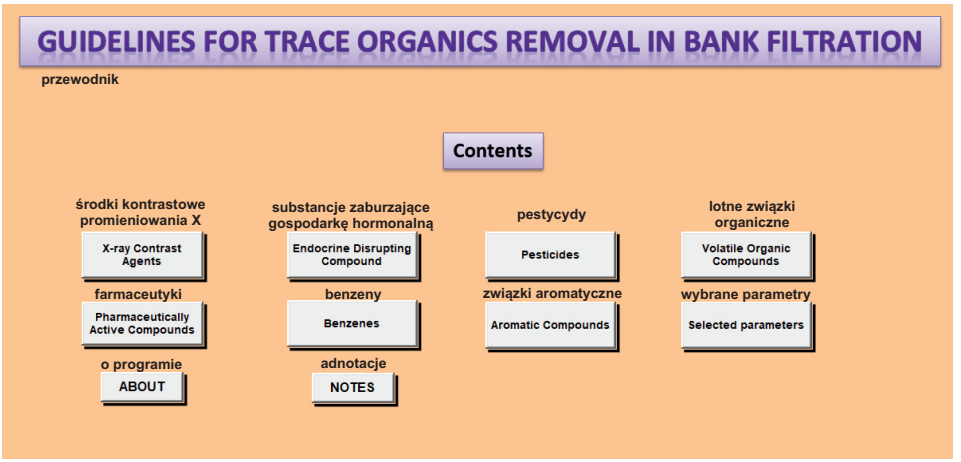
oczyszczonych ścieków (Sui i in. 2015). W ostatnim czasie rozpoznano bardzo niepokojący problem, polegający na obecności w wodach powierzchniowych mikrozanieczyszczeń organicznych (pestycydy, farmaceutyki) (Guzzella i in. 2006, Loos i in. 2010, Koeck-Schulmeyer i in. 2014, Dragon i in. 2018, Kruć i in. 2019). Ze względu na wysoką wrażliwość wód ujęć infiltracyjnych na zanieczyszczenia pochodzące z wód powierzchniowych, konieczne jest określenie stopnia redukcji mikrozanieczyszczeń organicznych w wyniku infiltracji. Infiltracja brzegowa traktowana jest jako pierwszy, naturalny stopień uzdatniania wody. Efektywność uzdatniania zależna jest od odległości, jaka dzieli ciek lub zbiornik wody powierzchniowej (rzekę lub jezioro) od studni, oraz od czasu przepływu wody z cieku lub zbiornika wód powierzchniowych do studni. SOMA2 (*Switch organic micropollutants assessment tool* 2) jest narzędziem powstałym w oparciu o dane literaturowe, które umożliwia określenie stopnia redukcji takich zanieczyszczeń, najczęściej występujących w wodach powierzchniowych. Jednym z kluczowych zadań, które ma spełniać narzędzie, jest ułatwienie procesu projektowania lub modernizacji ujęć infiltracyjnych.

SOMA2 na podstawie koncentracji danego zanieczyszczenia w wodach powierzchniowych, odległości pomiędzy ciekiem lub zbiornikiem wód powierzchniowych a studnią oraz czasu przepływu wody z cieku czy zbiornika do studni wskazuje stopień redukcji. Narzędzie pozwala na analizę wybranych mikrozanieczyszczeń organicznych, m.in. farmaceutyków i pestycydów, a także zawartości ogólnego węgla organicznego, rozpuszczonego węgla organicznego oraz chemicznego zapotrzebowania na tlen.

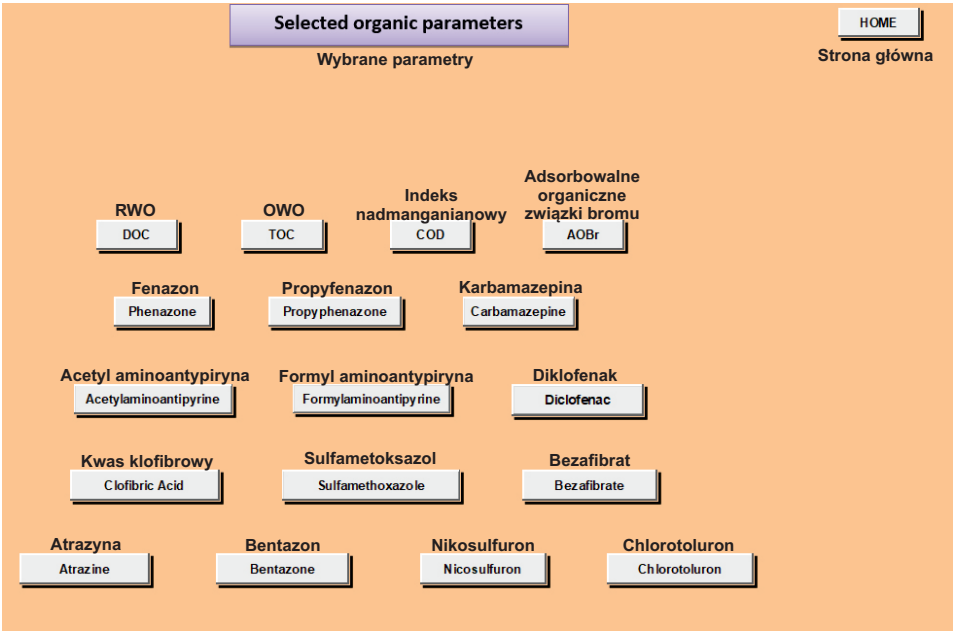
Narzędzie SOMA2 powstało w roku 2009 (Maeng i in. 2009). W roku 2019 zostało ono ulepszone do wersji SOMA2 poprzez dodanie wybranych parametrów przez zespół autorski w Pracowni Hydrogeologii i Ochrony Wód UAM, w ramach projektu Aquanes finansowanego z programu H2020 (Kruć i in. 2019). Narzędzie dostępne jest na stronie internetowej www.dss.aquanes.eu. Nakładka przygotowana jest w języku angielskim, co umożliwia zastosowanie programu na całym świecie.

Struktura narzędzia

Narzędzie SOMA2 uruchamiane jest w programie Microsoft Excel. Po włączeniu programu widoczny jest główny ekran, który umożliwia przejście do obliczeń redukcji danych zanieczyszczeń oraz do informacji o narzędziu, instrukcji obsługi i referencji (ryc. 1). Obliczenia można wykonać dla parametrów, takich jak: środki kontrastowe promieniowania X, substancje zaburzające gospodarkę hormonalną, pestycydy, lotne związki organiczne, farmaceutyki, benzen, związki aromatyczne, a także dla wybranych związków, takich jak m.in.: rozpuszczony węgiel organiczny, ogólny węgiel organiczny, chemiczne zapotrzebowanie na tlen, atrazyna, bentazon, chlorotoluron, nikosulfuron, bezafibrat, kwas klofibrowy, diklofenak i sulfametoksazol (ryc. 2).

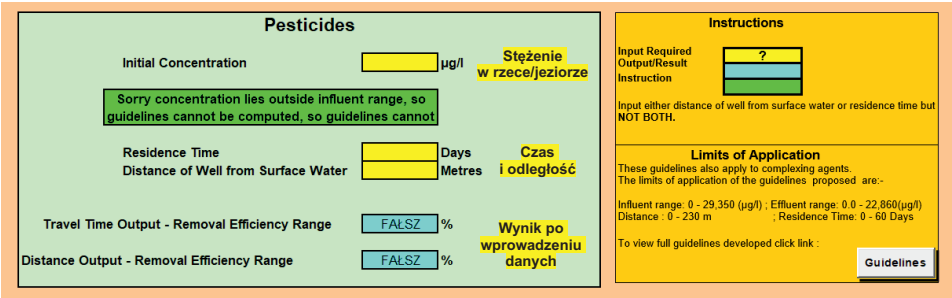


Ryc. 1. Ekran główny narzędzia SOMA2



Ryc. 2. Wybrane parametry

W celu wyliczenia redukcji danego zanieczyszczenia z użyciem narzędzia SOMA2 należy wybrać dany związek na ekranie głównym, a następnie uzupełnić wartości stężenia danego zanieczyszczenia w wodach powierzchniowych, czas przepływu wody do studni oraz odległość źródła wody od studni (ryc. 3). Wynikiem są dwie wartości: stopień redukcji zanieczyszczeń na podstawie czasu przepływu (wyrażony w %) oraz stopień redukcji zanieczyszczeń na podstawie dystansu (wyrażony w %). Wynik określa procentowy zakres redukcji.



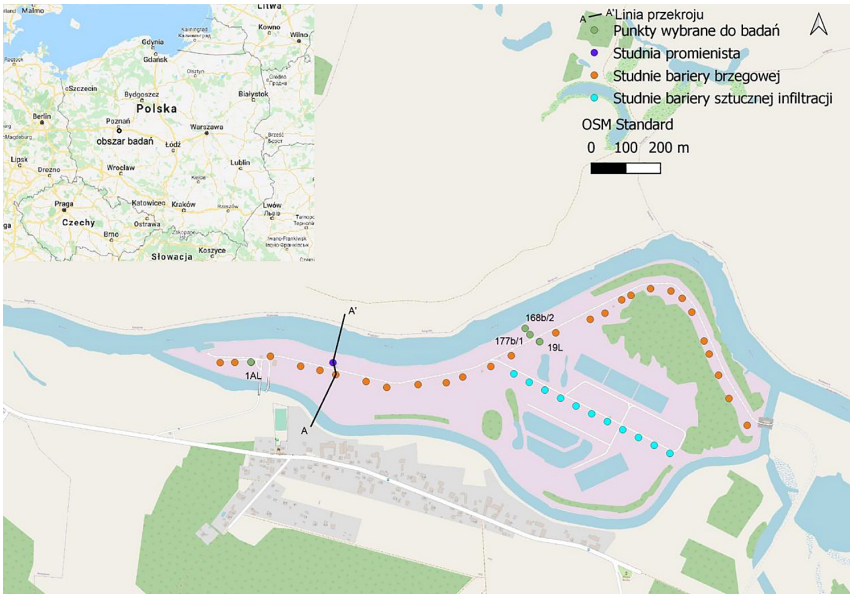
Ryc. 3. Schemat wyliczania stopnia redukcji za pomocą narzędzia SOMA2

Przykład zastosowania i ocena poprawności działania narzędzia

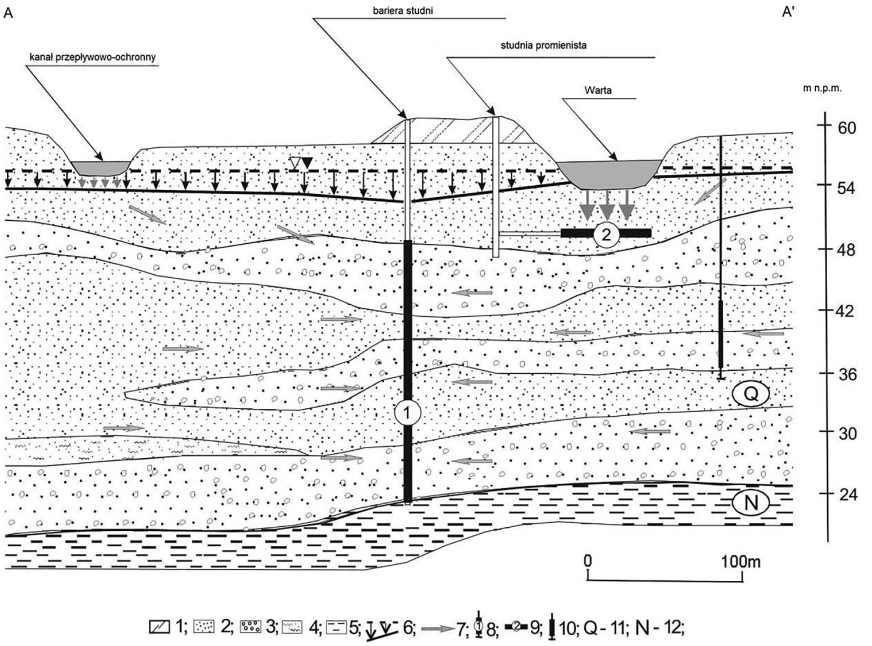
Działanie narzędzia można ocenić poprzez zastosowanie faktycznych danych i porównanie ich z danymi otrzymanymi w programie. Test poprawności przeprowadzono na podstawie danych z ujęcia Mosina-Krajkowo z sierpnia 2017 r., uwzględniając odległości studni od rzeki Warty, czas przepływu oraz rzeczywiste stężenia pestycydów i farmaceutyków w rzece i w studniach. Ujęcie Mosina-Krajkowo jest przykładem ujęcia wykorzystującego infiltrację brzegową. Wody ujmowane z ujęcia występują w utworach fluwialnych i fluwioglacjalnych w dolinie rzeki Warty. Na ujęciu wyróżnić można barierę studni brzegowych, barierę studni sztucznej infiltracji oraz studnię promienistą. Rzeka Warta i kanał przepływowo-ochronny tworzą tzw. Wyspę Krajkowską (ryc. 4, 5). Ujęcie zaopatruje w wodę aglomerację poznańską (Górski i in. 2011). Znajomość rzeczywistych stężeń mikrozanieczyszczeń w wodach powierzchniowych i podziemnych umożliwiła porównanie otrzymanych wartości. Do programu wprowadzono dane dotyczące stężenia sumy pestycydów w rzece oraz otworów badawczych (tab. 1).

Na podstawie przedstawionych danych wyliczono redukcję pestycydów w poszczególnych punktach. Obliczenia wykonano dla określonej odległości punktu badawczego od studni oraz dla określonego czasu przepływu wody. Dane te porównano z wartościami rzeczywistymi obliczonymi na podstawie zmiany stężeń sumy pestycydów w punkcie badawczym w stosunku do rzeki (tab. 2).

Na rycinach 6 i 7 przedstawiono wartości redukcji stężeń pestycydów wyznaczone za pomocą narzędzia SOMA2 dla odległości (ryc. 6) i czasu przepływu (ryc. 7) oraz redukcję rzeczywistą. Zaobserwowano, że redukcja zanieczyszczeń wzrasta wraz z rosnącą odległością od rzeki oraz wydłużającym się czasem. Większą zgodność pomiędzy wartościami rzeczywistymi a wartościami otrzymanymi z programu SOMA2 osiągnięto w przypadku wyliczeń w programie na podstawie odległości studni od rzeki niż na podstawie czasu przepływu wody. Wartości uzyskane w programie SOMA2 są przybliżone. Pomimo tego, że działanie programu oparte jest na szerokim zbiorze danych literaturowych, nie uwzględnia ono specyficznych warunków hydrologicznych, hydrogeologicznych czy geologicznych. Wynik uzyskany za pomocą narzędzia SOMA2 jest wartością



Ryc. 4. Mapa lokalizacyjna ujęcia Mosina-Krajkowo



Ryc. 5. Warunki hydrogeologiczne na ujęciu Mosina-Krajkowo. 1 – studnie bariery; 2 – piaski; 3 – żwiry; 4 – mułki; 5 – iły; 6– zwierciadło wody; 7 – kierunek przepływu wód podziemnych; 8 – położenie filtrów studni bariery brzegowej; 9 – położenie filtra studni promienistej; 10 – piezometry; 11 – czwartorzęd; 12 – neogen

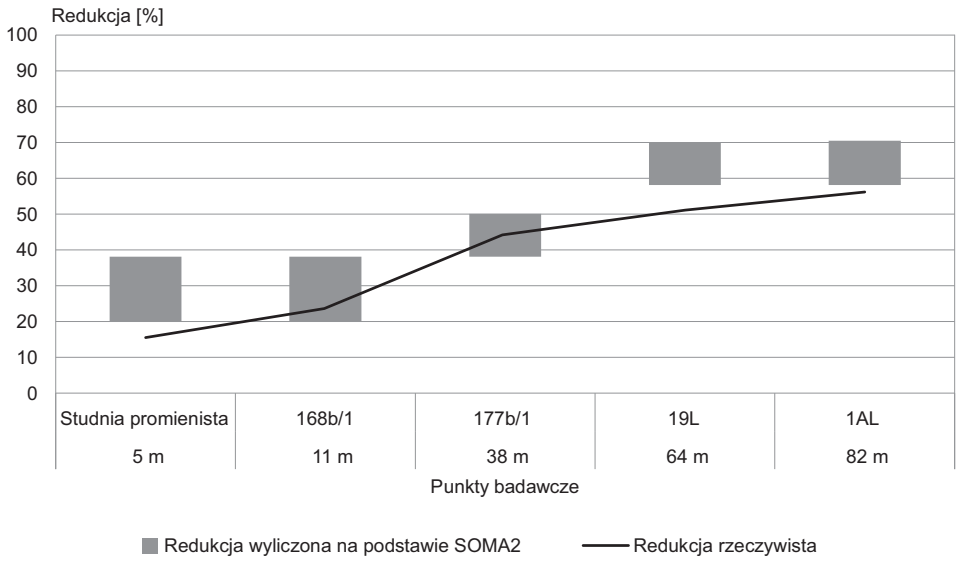
orientacyjną, niemniej jednak przedstawiony przykład pokazuje, że wartości rzeczywiste oraz otrzymane z programu są zbliżone.

Tabela 1. Charakterystyka punktów badawczych na ujęciu Mosina-Krajkowo (Dragon i in., 2018)

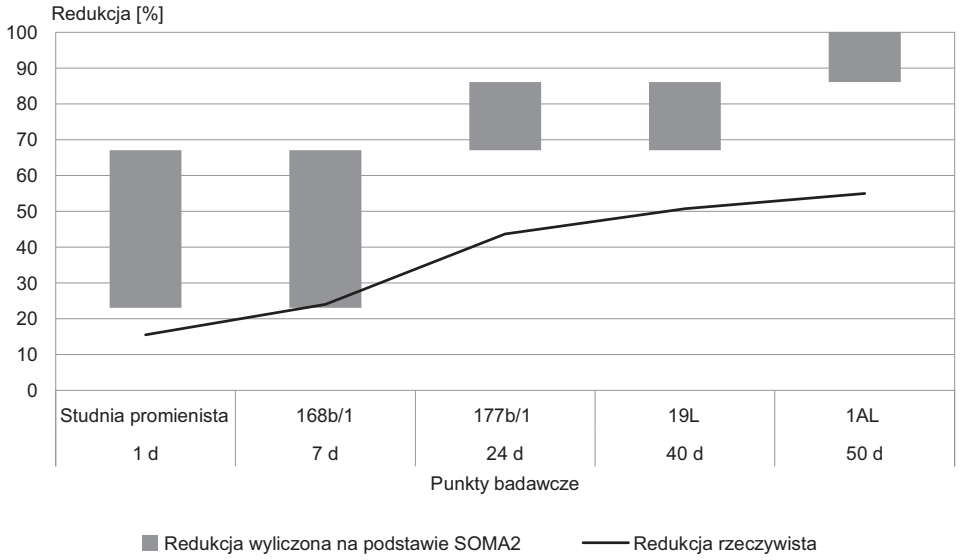
Punkt badawczy	Odległość od rzeki	Czas przepływu wody
Studnia promienista	Dreny 5 m pod dnem rzeki	1 dzień
Piezometr 168b/1	11 m	7 dni
Piezometr 177b/1	38 m	24 dni
Studnia 19L	64 m	40 dni
Studnia 1AL	82 m	50 dni

Tabela 2. Rzeczywista redukcja zanieczyszczeń w wybranych punktach badawczych na podstawie danych z sierpnia 2017 r.

Punkt badawczy	Studnia promienista	Piezometr 168b/1	Piezometr 177b/1	Studnia 19L	Studnia 1AL
Redukcja pestycydów w odniesieniu do rzeki	15%	24%	44%	51%	55%



Ryc. 6. Porównanie redukcji stężeń pestycydów wyliczonej w programie SOMA2 na podstawie odległości i redukcji rzeczywistej



Ryc. 7. Porównanie redukcji stężeń pestycydów wyliczonej w programie SOMA2 na podstawie czasu przepływu i redukcji rzeczywistej

Podsumowanie

SOMA2 jest to bezpłatne narzędzie, działające w postaci nakładki MS Excel. Narzędzie stworzone zostało w celu ułatwienia projektowania czy też modernizacji ujęć infiltracji brzegowej. Umożliwia ono wyliczenie stopnia redukcji mikrozanieczyszczeń organicznych w oparciu o podstawowe informacje, takie jak: stężenie danego zanieczyszczenia w cieku lub zbiorniku wody powierzchniowej oraz odległość studni od cieku (albo zbiornika) lub też czas przepływu wody z rzeki (albo zbiornika) do studni. Narzędzie oparte jest na danych literaturowych. Wartość stopnia redukcji uzyskana za pomocą SOMA2 określa procentowy zakres zjawiska.

W celu sprawdzenia poprawności funkcjonowania narzędzia dokonano porównania wyników uzyskanych w programie SOMA2 z wartościami rzeczywistymi na przykładzie danych z infiltracyjnego ujęcia wody Mosina-Krajkowo. W przypadku wartości wyliczonych na podstawie odległości studni od rzeki uzyskano wysoką zgodność wyników. Znacznie słabiej pokrywały się wyniki wyliczone na podstawie czasu przepływu wody z rzeki do punktów badawczych. Potwierdza to fakt, że wartości uzyskiwane w programie są orientacyjne. Narzędzie nie uwzględnia wielu czynników, np. warunków geologicznych czy hydrogeologicznych. Należy jednak zauważyć, że ze względu na lokalizowanie ujęć infiltracyjnych w dolinach rzecznych, narzędzie odnosi się do utworów aluwialnych dolin rzecznych. SOMA2 może się dobrze nadawać do wykrywania ewentualnego zagrożenia zanieczyszczenia wód.

Narzędzie jest darmowe i dostępne do pobrania na stronie www.dss.aquanes.eu.

Literatura

Dragon K., Górski J., Kruć R., Drożdżyński D., Grischek T., 2018, Removal of Natural Organic Matter and Organic Micropollutants during Riverbank Filtration in Krajkowo, Poland, Water, 10(10): 1457.

Górski J., Przybyłek J., Kasztelan D., 2011, Problemy zagospodarowania i ochrony terenów wodonośnych o szczególnym znaczeniu dla zaopatrzenia w wodę na przykładzie ujęcia Mosina-Krajkowo, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 445, 12/1: 127–137.

Górski J., Dragon K., Kaczmarek P., 2017, Nitrate pollution in the Warta River (Poland) between 1958 and 2016: Trends and causes, Environ. Sci. Pollut. Res., doi:10.1007/s11356-017-9798-3.

Guzzella L., Pozzoni F., Giuliano G., 2006, Herbicide contamination of surficial groundwater in Northern Italy, Environ. Pollut., 142: 344–353.

Hiscock K.M., Grischek T., 2002, Attenuation of groundwater pollution by bank filtration, J. Hydrol., 266: 139–144.

Hu B., Teng Y., Zhai Y., Zuo R., Li J., Chen H., 2016, Riverbank filtration in China: A review and perspective, J. Hydrol. 541: 914–927.

Koeck-Schulmeyer M., Ginebreda A., Postigo C., Garrido T., Fraile J., López de Alda M., Barceló D., 2014, Four-year advanced monitoring program of polar pesticides in groundwater of Catalonia (NE-Spain), Sci. Total Environ., 470–471: 1087–1098.

Kruć R., Dragon K., Górski J., 2019, Migration of Pharmaceuticals from the Warta River to the Aquifer at a Riverbank Filtration Site in Krajkowo (Poland), Water, 11: 2238.

Kruć R., Górski J., Dragon K., 2019, Applying software tool SOMA2 for predicting the behaviour of micropollutants in bank filtration. Manual and demonstration example. AquaNES Demonstrating synergies in combined natural and engineered processes for water treatment systems, D1.3-part 2-SOMA2.

Loos R., Locoro G., Comero S., Contini S., Schwesig D., Werres F., Balsaa P., Gans O., Weiss S., Blaha L., Bolchi M., Gawlik B.M., 2010, Pan-European survey on the occurrence of selected polar organic persistent pollutants in ground water, Water Res., 44(14): 4115–4126.

Maeng S.K., Sharma S.K., Amy G., 2009, Guidelines and prediction tool for pharmaceuticals removal during bank filtration, SWITCH, Delft.

Sui Q., Cao X., Lu S., Zhao W., Qiu Z., Yu G., 2015, Occurrence, sources and fate of pharmaceuticals and personal care products in the groundwater: A review, Emerg. Contam., 1: 14–24.

Michał Fedorczyk, Sylwia Gołaszewska, Zuzanna Kieliszek, Paulina Maciejewska, Jakub Miksa, Wiktoria Zacharkiewicz, Maksym Łaszewski

Przestrzenne zróżnicowanie stężenia związków biogennych w zlewni nizinnej podczas suszy w 2019 r.

Zarys treści: W pracy dokonano oceny przestrzennego zróżnicowania stężenia azotu azotanowego i fosforu fosforanowego w 16 nizinnych dopływach Świdra, odznaczających się zróżnicowanym udziałem poszczególnych typów użytkowania terenu. Badania prowadzono od kwietnia do listopada 2019 r. podczas ekstremalnie suchego i ciepłego okresu wegetacyjnego. Średnie stężenie $N\text{-}NO_3$ kształtowało się w badanych zlewniach od 0,2 do 3,4 $mg \cdot dm^{-3}$, natomiast w przypadku $P\text{-}PO_4$ zróżnicowanie przestrzenne było zdecydowanie mniejsze – średnie stężenie wyniosło bowiem od 0,8 do 1,9 $mg \cdot dm^{-3}$. Analiza współczynników korelacji rang Spearmana wskazała na brak istotnego statystycznie związku ($p < 0,05$) pomiędzy wartościami średnimi oraz odchyleniem standardowym stężeń $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$ a udziałem poszczególnych form użytkowania terenu obliczonym na podstawie CLC 2018. Można to tłumaczyć bioakumulacją biogenów przez rośliny lądowe i wodne oraz ich słabą migracją w obliczu deficytu opadów. Istotne statystycznie zależności uzyskano jedynie w skrajnych miesiącach okresu wegetacyjnego – kwietniu i listopadzie. Stwierdzono sezonowe zmiany przestrzennego zróżnicowania stężenia badanych związków biogennych ($N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$). W pierwszym przypadku stężenia ściśle nawiązywały do cyklu wegetacyjnego roślinności, w drugim natomiast nie poddawały się jednoznacznej interpretacji.

Słowa kluczowe: azot, fosfor, użytkowanie terenu, zlewnia rolnicza, susza

MF, SG, ZK, PM, JM, WZ – Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, e-mail: m.fedorczyk3@student.uw.edu.pl, s.golaszewska2@student.uw.edu.pl, z.kieliszek@student.uw.edu.pl, p.maciejewska3@student.uw.edu.pl, jw.miksa@student.uw.edu.pl, w.zacharkiewic@student.uw.edu.pl

MŁ – Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Katedra Geografii Fizycznej, Zakład Hydrologii, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, e-mail: m.laszewski@uw.edu.pl

Wprowadzenie

W ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat spośród zagadnień dotyczących jakości wód płynących szczególną uwagę poświęca się związkom biogennym, przede wszystkim jonom azotu i fosforu, których obecność w środowisku skutkuje przyśpieszoną eutrofizacją wód (Schindler 2006). Proces eutrofizacji powoduje szereg negatywnych konsekwencji ekologicznych, m.in. nadmierny wzrost liczebności fitoplanktonu, spadek nasycenia wody tlenem oraz zmniejszenie jej przeźroczystości (Smith i in. 2003). Ponadto obecność związków biogennych w wodach śródlądowych wywiera bezpośredni wpływ na zamieszkujące je organizmy; udowodniono chociażby, że wysokie stężenia jonów $N\text{-}NO_3$ powodują utlenianie hemoglobiny we krwi, a w rezultacie obniżenie zdolności transportu tlenu w krwioobiegu ryb i bezkręgowców (Cheng, Chen 2002). Liczne badania z tego zakresu wskazują, że toksyczność związków azotu i fosforu w środowisku wodnym wzrasta wraz z czasem ekspozycji organizmów oraz stężeniem tych substancji (Camargo i in. 2005).

Ładunek związków biogennych przedostający się do wód, a w konsekwencji tempo eutrofizacji cieków, w istotny sposób zależy od działalności człowieka (Heathwaite 2010), która wpływa na wszystkie trzy płaszczyzny, odpowiedzialne za kształtowanie cech jakości wody, a zatem źródła, uruchamianie oraz migrację jonów (Granger i in. 2010). I tak w sposób sztuczny azot i fosfor jest wprowadzany do środowiska w postaci nawozów oraz ścieków, zarówno bytowo-gospodarczych, jak i przemysłowych (Jaskuła i in. 2016). Uruchamianie migracji związków biogennych ma miejsce przede wszystkim na skutek erozji gleb, będącej konsekwencją wycinania lasów i zadrzewień, wypasu bydła oraz niewłaściwie prowadzonych zabiegów agrotechnicznych (Lintern i in. 2018). Ich migracja jest z kolei związana z typem powierzchni, uzależnionym od przeznaczenia danego obszaru (Wysocka-Czubaszek, Wojno 2014). W konsekwencji jednym z najważniejszych predyktorów stężenia jonów azotu i fosforu w wodach płynących jest sposób użytkowania terenu ich zlewni, choć należy podkreślić, że uruchamianie oraz tempo migracji tych substancji zależy również od wysokości opadów atmosferycznych oraz temperatury powietrza (Lintern i in. 2018).

Wraz z rozwojem oprogramowania GIS oraz coraz większą dostępnością wysokorozdzielczych danych przestrzennych w ostatnich latach powstały liczne opracowania dotyczące wpływu użytkowania terenu zlewni na zróżnicowanie cech jakości wody odwadniających je cieków (Lintern i in. 2018). Wspomniane zależności badano w odniesieniu do całych zlewni (Uuemaa i in. 2007), stref buforowych wzdłuż cieków (Ou i in. 2016) oraz z uwzględnieniem odległości poszczególnych form użytkowania terenu od cieków (Staponites i in. 2019). Większość prac z tego zakresu dotyczyła jednak obszarów odznaczających się znacznymi deniwelacjami, przekraczającymi 1000 m (Castillo 2010, Hu i in. 2019), a w konsekwencji relatywnie szybkim tempem migracji związków biogennych (Lintern i in. 2018). Przestrzenne zróżnicowanie stężenia jonów azotu i fosforu w zlewniach nizinnych było przedmiotem publikacji zdecydowanie rzadziej, także w polskiej literaturze hydrologicznej, w której odnosiło się głównie do

systemów rzeczno-jeziornych (Ławniczak i in. 2016) oraz wybranych, pojedynczych rzek, m.in. Zagożdżonki (Hejduk 2012), Gowienicy (Rawicki i in. 2015) i Biebrzy (Rauba, Dembowska 2018). W ten sposób niewielkie zlewnie nizinne, których powierzchnia nie przekracza kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych a chemizm wód jest w dużym stopniu wypadkową użytkowania terenu, odznaczają się w dalszym ciągu relatywnie wysokim potencjałem badawczym.

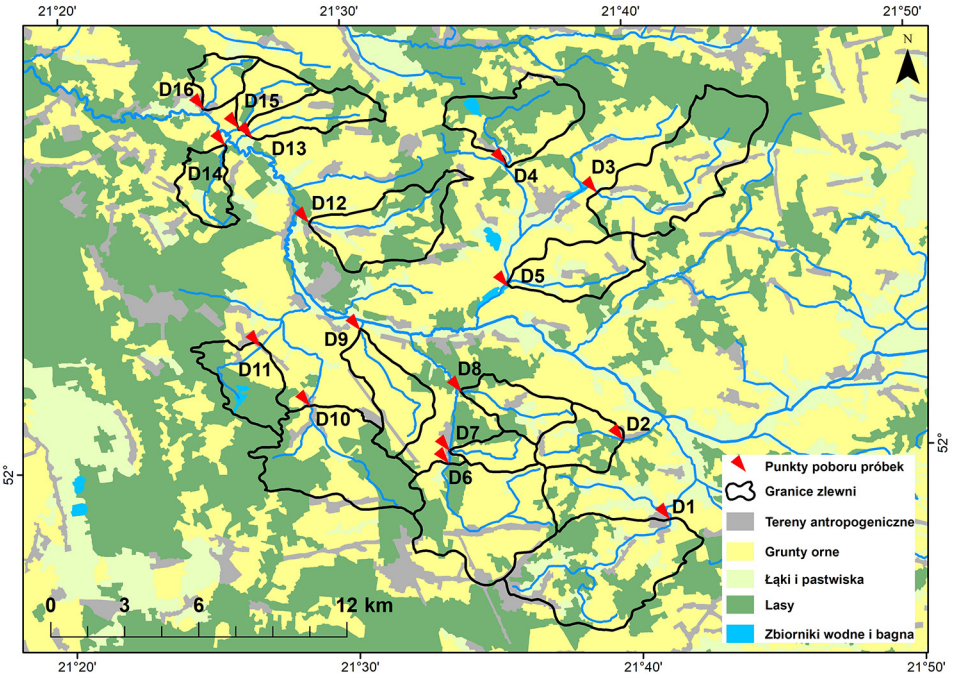
Przedstawiana praca dotyczy stężenia wybranych związków biogennych – azotu azotanowego ($N\text{-}NO_3$) oraz fosforu fosforanowego ($P\text{-}PO_4$) – w wodach nizinnej, użytkowanej rolniczo zlewni Świdra. Szczegółowe cele opracowania objęły charakterystykę przestrzennego zróżnicowania stężenia $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$ w ciekach podczas niezwykle suchego oraz ciepłego okresu wegetacyjnego 2019 r. (1); określenie sezonowych zmian przestrzennego zróżnicowania stężeń $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$ w badanym okresie (2) oraz ocenę wpływu użytkowania zlewni i stref buforowych na zróżnicowanie stężenia $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$ w ciekach (3).

Obszar badań

Badania przestrzennego zróżnicowania stężenia związków biogennych prowadzono w zlewni rzeki Świder, będącej prawobrzeżnym dopływem Wisły o długości 99 km i powierzchni zlewni 1160,7 km^2. Według klasyfikacji Kondrackiego (2002) zlewnia ta rozciąga się w obrębie płaskiej, denudacyjnej Równiny Garwolińskiej, położonej w makroregionie Niziny Środkowomazowieckiej. Utwory powierzchniowe zlewni Świdra pochodzą z okresu czwartorzędu, a wśród nich dominują żwiry i mułki rzeczne, piaski eoliczne oraz gliny zwałowe i ich zwietrzeliny (Nowakowski 1981). Badany obszar charakteryzuje się klimatem umiarkowanym o cechach przejściowych; średnia roczna temperatura powietrza wynosi około 8–9°C, natomiast roczna suma opadów około 500–550 mm. Z uwagi na rolniczy, nizinny charakter w strukturze użytkowania terenu zlewni badanych dopływów Świdra dominują grunty orne, które stanowią ponad 80% ich całkowitej powierzchni. Udział obszarów leśnych, złożonych przede wszystkim z łęgów jesionowo-olszowych oraz wierzbowo-topolowych, a także kontynentalnego boru mieszanego, jest zróżnicowany i wynosi z reguły 20–30% powierzchni. Warto dodać, że zlewnie badanych cieków odznaczają się niewielkim stopniem urbanizacji – udział terenów antropogenicznych nie przekracza 10% ich powierzchni, a zabudowa jest skupiona w obrębie wsi.

Metody badań

Przestrzenne zróżnicowanie stężenia wybranych związków biogennych określono na przykładzie 16 quasi-naturalnych cieków nizinnych, położonych w środkowej i dolnej części zlewni Świdra. Wybór przekrojów pomiarowych, zamykających



Ryc. 1. Przekroje pomiarowe na tle użytkowania terenu badanych zlewni. Opracowanie własne na podstawie CLC 2018 oraz MPHP 2010. Objaśnienia symboli i nazwy cieków znajdują się w tabeli 1

zlewnie o powierzchni od 3,7 do 23,7 km^2, zakładał maksymalne zróżnicowanie udziału poszczególnych typów użytkowania terenu w ich obrębie, a także wykluczał bezpośrednie wpływy antropogeniczne, takie jak zrzuty ścieków, odpływy z kanalizacji deszczowej oraz obecność przepływowych zbiorników wodnych. Rozmieszczenie przekrojów przedstawiono na rycinie 1, a udział poszczególnych typów użytkowania terenu w całkowitej powierzchni zlewni po przekroje pomiarowe w tabeli 1.

Badania terenowe prowadzono podczas okresu wegetacyjnego od kwietnia do listopada 2019 r., odznaczającego się średnią miesięczną temperaturą powietrza wyższą od 5°C (Rawicki i in. 2015). W regularnym kroku miesięcznym do polietylenowych butelek pobierano próbki wody, w których po przewiezieniu do Laboratorium Analiz Środowiskowych WGSR UW oznaczano stężenie azotu azotanowego (N-NO_3) oraz fosforu fosforanowego (P-PO_4); wykorzystano w tym celu fotometr Slandi LF300 oraz dedykowane odczynniki firmy Aquanal i Testoval. Należy podkreślić, że każdorazowo wodę pobierano z nurtu cieków w dniach odznaczających się stabilnym natężeniem przepływu, w miarę możliwości minimum trzy dni po opadach deszczu.

Na podstawie wyników oznaczeń chemicznych dla poszczególnych przekrojów pomiarowych obliczono podstawowe miary położenia i zmienności – wartości ekstremalne oraz średnie stężenie N-NO_3 i P-PO_4 przedstawiono na

Tabela 1. Procentowy udział poszczególnych typów użytkowania terenu w zlewniach po przekroje pomiarowe. Opracowanie własne na podstawie danych CLC 2018

Przekrój pomiarowy	Ciek	Tereny antropogeniczne [%]	Grunty orne [%]	Łąki i pastwiska [%]	Lasy [%]
D1	Dopływ z Parysowa	9,4	39,2	17,8	33,6
D2	Dopływ ze Stodzewa	4,1	62,3	5,0	28,5
D3	Sienniczanka	6,4	47,4	9,8	36,5
D4	Dopływ z Pogorzeli	2,9	33,7	2,7	57,9
D5	Dopływ z Żakowa	7,2	68,6	16,3	8,0
D6	Struga	9,8	65,4	3,1	21,8
D7	Dopływ z Żelaznej	0,5	85,6	0,0	14,0
D8	Dopływ z Kalonki	6,9	59,6	13,7	19,8
D9	Dopływ z Bolechówka	3,9	86,5	0,3	12,1
D10	Antoninka	4,9	37,0	2,5	55,5
D11	Dopływ z Karpisk	3,4	30,9	0,0	61,8
D12	Dopływ z Chełstu	4,7	42,2	11,3	41,8
D13	Dopływ z Bolesławowa	4,6	62,3	7,4	25,7
D14	Dopływ z Ostrowika	0,8	37,2	6,8	55,2
D15	Dopływ z Rzakty	5,8	82,6	0,0	11,6
D16	Dopływ z Glinianki	4,3	70,0	5,9	19,8

wykresach typu średnia-wąsy, natomiast odchylenie standardowe stężenia na wykresach słupkowych. Średnie stężenia $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$ obliczone dla badanego okresu porównano również do wartości granicznych dla I i II klasy jakości wód z rozporządzenia Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. (Rozporządzenie… 2019). Dla danych ze wszystkich przekrojów pomiarowych zagregowanych w ujęciu miesięcznym za pomocą wykresów średnia-wąsy zaprezentowano również sezonowe zmiany przestrzennego zróżnicowania stężenia $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$. Wpływ użytkowania terenu na zróżnicowanie stężenia biogenów w ciekach określono natomiast za pomocą analizy korelacji; z uwagi na brak rozkładu normalnego danych, stwierdzonego testem Shaphiro-Wilka ($p < 0,05$), zastosowano nieparametryczny współczynnik korelacji rang Spearmana, zdecydowanie bardziej odporny na obserwacje odstające, co jest szczególnie ważne w przypadku niewielkiej próby (Jóźwiak, Podgórski 1995). Procentowy udział poszczególnych typów użytkowania obliczono na podstawie wektorowej mapy pokrycia terenu Corine Land Cover 2018 (Europejska Agencja Środowiska – EEA) dla całych zlewni oraz stref buforowych o szerokości 100, 250 i 500 m, rozciągających się wzdłuż cieków od ich źródeł do przekroju pomiarowego. Wśród typów użytkowania wyróżniono tereny antropogeniczne (klasy 1.1.2 – zabudowa miejska luźna, 1.2.1 – tereny przemysłowe lub handlowe i 1.3.1 – miejsca eksploatacji odkrywkowej), grunty orne (klasy 2.1.1 – grunty orne poza zasięgiem urządzeń nawadniających, 2.4.2 – złożone systemy upraw i działek i 2.4.3 – tereny zajęte głównie przez rolnictwo z dużym udziałem roślinności

naturalnej), łąki i pastwiska (klasa 2.3.1 – łąki i pastwiska) oraz lasy (klasy 3.1.1 – lasy liściaste, 3.1.2 – lasy iglaste, 3.1.3 – lasy mieszane i 3.2.4 – lasy i roślinność krzewiasta w stanie zmian); obszary podmokłe oraz zbiorniki wodne nie zostały uwzględnione w analizie korelacji z uwagi na sporadyczną obecność w badanych zlewniach (łącznie 3 przypadki). Jako poziom istotności związków korelacyjnych, ustalonych między procentowym udziałem typów użytkowania terenu a wartościami stężeń dla poszczególnych miesięcy, odchyleniem standardowym oraz średnim stężeniem w badanym okresie, przyjęto $p < 0,05$. Analizę korelacji przeprowadzono w pakiecie Statistica 13.3, natomiast analizy przestrzenne w programie ArcMap 10.3.

Oceny tła meteorologicznego podczas pomiarów dokonano w oparciu o średnie miesięczne wartości temperatury powietrza oraz miesięczne sumy opadu ze stacji meteorologicznej Warszawa-Okęcie (IMGW-PIB), które odniesiono do odpowiednich wartości miesięcznych z trzydziestolecia 1989–2019. Dane pozyskano z serwisu NOAA Global Surface Summary of the Day.

Wyniki

Tło meteorologiczne

Badany okres wegetacyjny, obejmujący miesiące od kwietnia do listopada 2019 r., okazał się bardzo ciepły oraz ekstremalnie suchy (tab. 2). Średnia temperatura powietrza osiągnęła 15,1°C i była o 2,4°C wyższa od średniej z wielolecia 1989–2019 (tab. 2), natomiast suma opadów wyniosła jedynie 225 mm, wobec średniej sumy z lat 1989–2019 wynoszącej 418 mm. Niemal we wszystkich miesiącach średnie wartości temperatury powietrza były zdecydowanie wyższe od odpowiednich wartości z trzydziestolecia, maksymalnie o 6,1°C w czerwcu; wyjątkiem był maj,

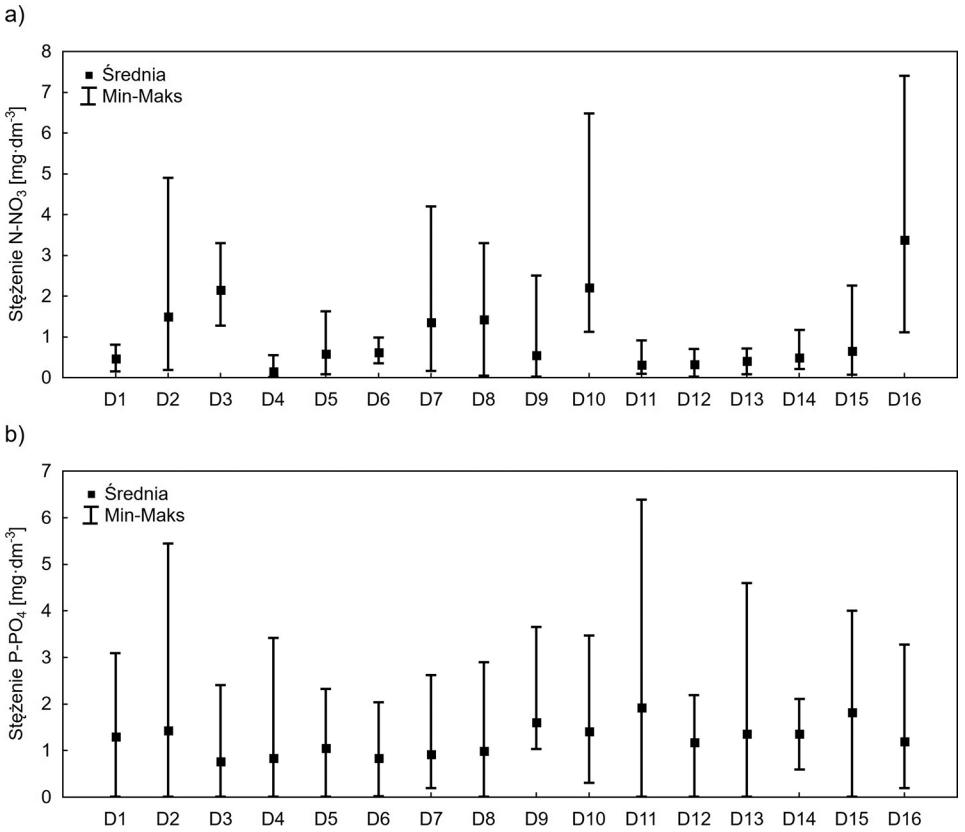
Tabela 2. Średnia miesięczna temperatura powietrza (Tp) oraz miesięczne sumy opadów (P) w okresie wegetacyjnym 2019 r. na tle odpowiednich wartości z wielolecia 1989–2019. Opracowanie własne na podstawie danych NOAA

Miesiąc	Tp 2019 [°C]	Tp 1989–2019 [°C]	P 2019 [mm]	P 1989–2019 [mm]
IV	11,1	8,3	3	37
V	13,3	13,8	40	52
VI	23,2	17,1	17	61
VII	19,5	18,8	44	82
VIII	21,4	18,1	33	59
IX	14,7	13,5	51	50
X	11,2	8,4	25	38
XI	6,4	3,4	12	38
IV–XI	15,1	12,7	225	418

kiedy średnia miesięczna temperatura powietrza była niższa o 0,5°C od wartości średniej z okresu 1989–2019. W większości z miesięcy zanotowano z kolei deficyt opadów; jedynie we wrześniu suma opadu była wyższa o 1 mm od średniej sumy obliczonej dla lat 1989–2019. Ekstremalnie suchy okazał się kwiecień, kiedy zmierzono jedynie 9% normy sumy opadu z wielolecia.

Przestrzenne zróżnicowanie stężenia $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$

Średnie stężenie azotu azotanowego $N\text{-}NO_3$ w okresie wegetacyjnym 2019 r. kształtowało się w badanych zlewniach od 0,2 do 3,4 mg·dm^{-3}, w zdecydowanej większości jednak nie przekraczając wartości 1,0 mg·dm^{-3} (ryc. 2a). Najniższe średnie stężenie $N\text{-}NO_3$ (0,2 mg·dm^{-3}) zmierzono w przekroju D5 (dopływ

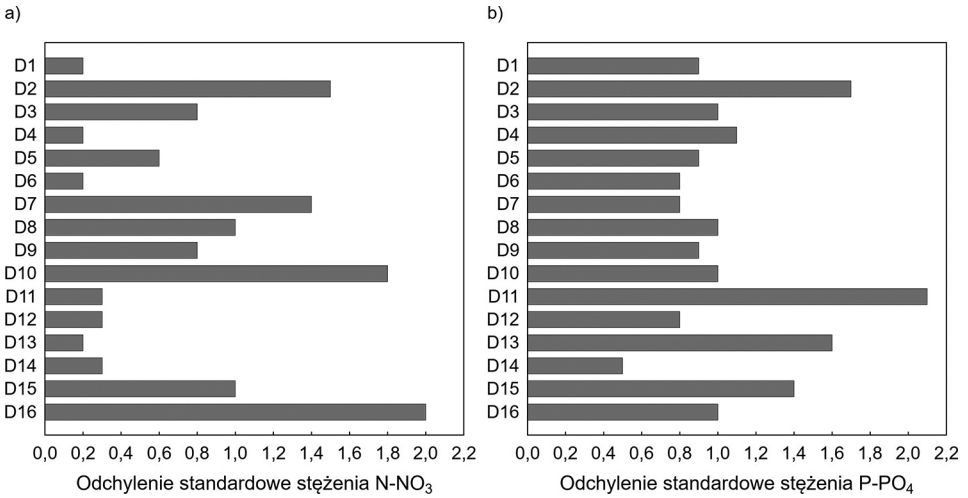


Ryc. 2. Wartości średnie, maksymalne i minimalne stężenia azotu azotanowego $N\text{-}NO_3$ (a) oraz fosforu fosforanowego $P\text{-}PO_4$ (b) w poszczególnych przekrojach pomiarowych w okresie od kwietnia do listopada 2019 r.

Źródło: oprac. własne.

z Pogorzeli), którego zlewnia odznacza się dużym stopniem zalesienia (57,9%), natomiast najwyższe średnie stężenie (3,4 mg·dm^{-3}) zanotowano w przekroju D16 (dopływ z Glinianki), charakteryzującym się dominującym udziałem gruntów ornych (70,0%) w całkowitej powierzchni zlewni. Maksymalne stężenia $N\text{-}NO_3$ w badanym okresie nie przekraczały 8 mg·dm^{-3}, przy czym z reguły osiągały wartości 3–4 mg·dm^{-3}. Zmienność stężenia $N\text{-}NO_3$, mierzona odchyleniem standardowym oraz zakresem absolutnym, okazała się największa w zlewniach odznaczających się najwyższymi przeciętnymi stężeniami, a zatem w D2, D10 i D16 (ryc. 3a); odchylenie standardowe w D16 osiągnęło nawet 2,0 mg·dm^{-3}, natomiast zakres absolutny – 6,3 mg·dm^{-3}. Według Rozporządzenia Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. pod względem stężenia $N\text{-}NO_3$ większość cieków można zaklasyfikować do I i II klasy jakości wód powierzchniowych; wyjątkiem są przekroje D3, D10 i D16.

Przestrzenne zróżnicowanie stężenia fosforu fosforanowego $P\text{-}PO_4$ w dopływach Świdra było zdecydowanie mniejsze niż w przypadku $N\text{-}NO_3$ (ryc. 2b). Najniższym średnim stężeniem $P\text{-}PO_4$ odznaczał się przekrój D3 (Sienniczanka), w którym osiągnęło niespełna 0,8 mg·dm^{-3}, natomiast najwyższym przekrój D11 (dopływ z Karpisk), gdzie wyniosło 1,9 mg·dm^{-3}. W większości przekrojów pomiarowych średnie i maksymalne stężenie $P\text{-}PO_4$ nie przekraczało jednak odpowiednio 1,5 i 3 mg·dm^{-3}. Zmienność stężeń $P\text{-}PO_4$ w stosunku do $N\text{-}NO_3$ również odznaczała się zdecydowanie mniejszym zróżnicowaniem przestrzennym w ciągu badanego okresu (ryc. 3b); w większości przekrojów pomiarowych odchylenie standardowe stężenia $P\text{-}PO_4$ oscylowało wokół wartości 1 mg·dm^{-3}, maksymalnie osiągając 2,1 mg·dm^{-3} w przekroju D11. Warto dodać, że w odróżnieniu od $N\text{-}NO_3$ średnie stężenie $P\text{-}PO_4$ przekroczyło we



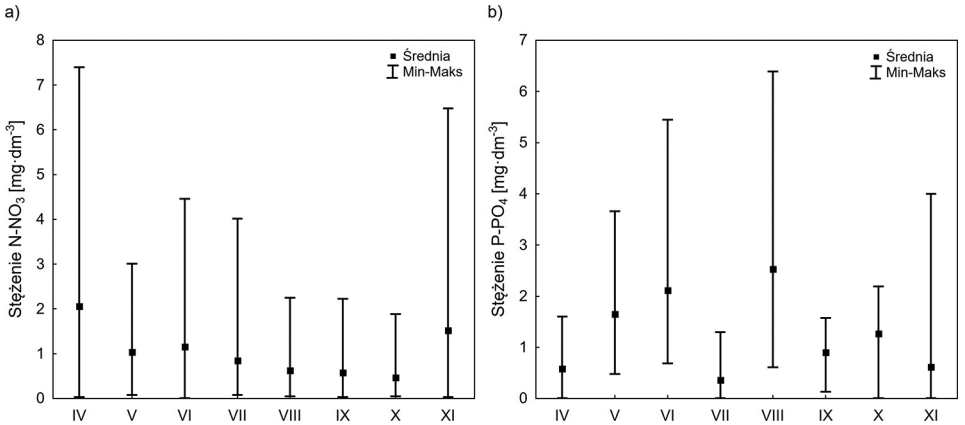
Ryc. 3. Odchylenie standardowe stężenia azotu azotanowego $N\text{-}NO_3$ (a) oraz fosforu fosforanowego $P\text{-}PO_4$ (b) w poszczególnych przekrojach pomiarowych w okresie od kwietnia do listopada 2019 r.

Źródło: oprac. własne.

wszystkich badanych przekrojach pomiarowych wartość graniczną dla II klasy jakości wody według wspomnianego uprzednio rozporządzenia z dnia 11 października 2019 r.

Sezonowe zmiany przestrzennego zróżnicowania stężenia $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$

W ciągu okresu wegetacyjnego 2019 r. w badanych ciekach stwierdzono wyraźne sezonowe zmiany przestrzennego zróżnicowania stężeń azotu azotanowego i fosforu fosforanowego (ryc. 4). W przypadku $N\text{-}NO_3$ najmniejsze zróżnicowanie przestrzenne zanotowano w październiku, kiedy wyniosło jedynie 1,8 $mg{\cdot}dm^{-3}$, największe natomiast w kwietniu, kiedy osiągnęło 7,4 $mg{\cdot}dm^{-3}$. Rozkład statystyczny stężeń $N\text{-}NO_3$ w poszczególnych miesiącach wskazuje, że ich zróżnicowanie przestrzenne mierzone zakresem absolutnym generalnie zmniejszało się od kwietnia aż do października, a w końcowej fazie okresu wegetacyjnego – w listopadzie – gwałtownie wzrosło (ryc. 4a); warto dodać, że analogiczny przebieg zaobserwowano również w przypadku wartości średnich. Znacznie bardziej dynamiczne sezonowe zmiany przestrzennego zróżnicowania zanotowano w przypadku $P\text{-}PO_4$ (ryc. 4b). Najmniejszym zróżnicowaniem przestrzennym odznaczył się lipiec, kiedy zakres stężeń $P\text{-}PO_4$ dla wszystkich badanych przekrojów pomiarowych wyniósł jedynie 1,3 $mg{\cdot}dm^{-3}$, największym z kolei charakteryzował się kolejny miesiąc, sierpień, kiedy zakres ten osiągnął 5,8 $mg{\cdot}dm^{-3}$. Przebieg zmian zróżnicowania przestrzennego $P\text{-}PO_4$ cechował się dużą nieregularnością, a zatem naprzemiennym występowaniem miesięcy charakteryzujących się relatywnie większym (np. czerwiec, sierpień, listopad) i mniejszym zakresem stężeń (lipiec, wrzesień) (ryc. 4b).



Ryc. 4. Wartości średnie, maksymalne i minimalne stężenia azotu azotanowego $N\text{-}NO_3$ (a) oraz fosforu fosforanowego $P\text{-}PO_4$ (b) w poszczególnych miesiącach okresu wegetacyjnego 2019 r. dla wszystkich badanych przekrojów.

Źródło: oprac. własne.

Wpływ użytkowania zlewni na zróżnicowanie stężenia $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$

Analiza współczynników korelacji rang Spearmana wskazuje na brak istotnego statystycznie związku ($p < 0,05$) pomiędzy udziałem poszczególnych typów użytkowania terenu, obliczonym dla całkowitej powierzchni zlewni, a wartościami średnimi (ŚR) oraz odchyleniem standardowym (OS) stężeń $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$ w odwadniających je ciekach (tab. 3, 4). Istotne statystycznie związki zaobserwowano jedynie w skrajnych miesiącach okresu wegetacyjnego, odznaczających się największym zróżnicowaniem przestrzennym stężenia biogenów, tj. w kwietniu i w listopadzie. W przypadku azotanów dodatnią korelację udziału gruntów ornych ze stężeniem $N\text{-}NO_3$ zanotowano w kwietniu (0,62), kiedy jednocześnie udział obszarów leśnych był czynnikiem ograniczającym ich stężenie w badanych zlewniach (–0,55). Warto zauważyć, że siła związku gruntów ornych i lasów ze stężeniem $N\text{-}NO_3$ ulegała osłabieniu w kolejnych miesiącach okresu wegetacyjnego (tab. 3). W przypadku fosforanów z kolei istotny statystycznie związek (–0,63) stwierdzono dla stężenia $P\text{-}PO_4$ w listopadzie i łąk (tab. 4).

Tabela 3. Współczynniki korelacji rang Spearmana opisujące związki użytkowania terenu ze stężeniem azotu azotanowego w poszczególnych miesiącach, jak również średnią i odchyleniem standardowym dla badanego okresu wegetacyjnego 2019 r. Pogrubioną czcionką oznaczono współczynniki istotne statystycznie na poziomie $p = 0,05$

Użytkowanie terenu		Miesiące								ŚR	OS
		IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI		
TA	100	0,04	0,22	0,12	0,21	0,48	0,34	0,48	0,40	0,32	0,17
	250	–0,12	0,09	0,03	0,27	**0,57**	0,47	0,34	0,31	0,18	–0,05
	500	–0,18	0,10	–0,05	0,15	0,39	0,32	0,30	0,22	0,08	–0,21
	zlew	0,01	0,29	0,01	0,18	0,34	0,30	0,02	0,06	0,23	–0,16
GO	100	**0,58**	0,21	0,32	0,06	–0,16	0,02	–0,17	–0,10	0,26	0,36
	250	**0,60**	0,30	0,34	0,13	–0,14	0,05	–0,14	–0,03	0,29	0,33
	500	**0,62**	0,34	0,36	0,20	–0,06	0,16	–0,08	0,00	0,39	0,37
	zlew	**0,60**	0,34	0,32	0,16	–0,17	0,08	–0,08	–0,06	0,38	0,38
ŁK	100	–0,20	0,27	–0,13	0,30	0,39	0,35	0,10	0,23	0,04	–0,30
	250	–0,14	0,32	–0,08	0,35	0,41	0,38	0,03	0,24	0,07	–0,25
	500	–0,14	0,32	–0,13	0,24	0,33	0,29	–0,01	0,11	0,01	–0,33
	zlew	–0,07	0,32	–0,15	0,20	0,25	0,25	–0,18	0,09	–0,01	–0,28
LS	100	**–0,53**	**–0,53**	–0,19	–0,26	0,00	–0,23	–0,16	–0,15	–0,31	–0,18
	250	–0,46	–0,48	–0,09	–0,18	0,10	–0,10	–0,03	–0,11	–0,23	–0,13
	500	**–0,52**	–0,44	–0,14	–0,11	0,19	–0,02	0,05	–0,04	–0,28	–0,25
	zlew	**–0,55**	–0,40	–0,21	–0,05	0,24	0,02	0,14	0,08	–0,35	–0,32

Objaśnienia: TA – tereny antropogeniczne; GO – grunty orne; ŁK – łąki i pastwiska; LS – lasy; 100 – bufor o szerokości 100 m; 250 – bufor o szerokości 250 m; 500 – bufor o szerokości 500 m; zlew – całkowita powierzchnia zlewni; ŚR – średnia arytmetyczna; OS – odchylenie standardowe.
Źródło: oprac. własne.

Tabela 4. Współczynniki korelacji rang Spearmana opisujące związki użytkowania terenu ze stężeniem fosforu fosforanowego w poszczególnych miesiącach, jak również średnią i odchyleniem standardowym dla badanego okresu wegetacyjnego 2019 r. Pogrubioną czcionką oznaczono współczynniki istotne statystycznie na poziomie p = 0,05

Użytkowanie terenu		Miesiące								ŚR	OS
		IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI		
TA	100	–0,32	–0,27	0,24	0,21	0,34	–0,05	0,00	–0,14	–0,02	0,13
	250	–0,18	–0,25	0,16	0,09	0,10	0,06	0,07	–0,43	–0,20	–0,05
	500	–0,33	–0,16	0,10	–0,17	0,20	–0,17	–0,15	**–0,50**	–0,29	0,01
	zlew	–0,04	0,10	–0,05	–0,30	0,13	–0,22	–0,15	–0,49	–0,26	–0,08
GO	100	0,03	0,21	0,26	0,05	–0,11	0,00	–0,15	0,33	0,28	0,08
	250	–0,05	0,26	0,20	–0,07	–0,10	–0,10	–0,27	0,19	0,17	0,09
	500	–0,01	0,31	0,12	–0,05	–0,13	–0,05	–0,25	0,10	0,11	0,01
	zlew	0,06	0,32	0,10	–0,12	–0,29	–0,08	–0,26	0,10	–0,02	–0,20
ŁK	100	–0,09	0,16	–0,38	–0,30	0,01	–0,04	–0,08	**–0,70**	–0,45	–0,24
	250	–0,03	0,13	–0,31	–0,32	–0,03	–0,09	–0,04	**–0,65**	–0,45	–0,27
	500	0,03	0,19	–0,33	–0,29	–0,13	–0,03	–0,02	**–0,64**	–0,42	–0,33
	zlew	0,16	0,16	–0,26	–0,37	–0,20	0,02	0,05	**–0,63**	–0,36	–0,26
LS	100	0,30	–0,39	0,06	0,06	0,19	0,15	0,40	0,14	0,17	0,17
	250	0,25	–0,37	0,06	0,11	0,17	0,25	0,38	0,06	0,16	0,18
	500	0,13	–0,41	0,01	0,13	0,14	0,25	0,30	–0,08	0,05	0,14
	zlew	–0,07	–0,35	–0,06	0,22	0,20	0,21	0,22	–0,10	0,04	0,18

Objaśnienia tak jak w tab. 3.
Źródło: oprac. własne.

Współczynniki korelacji, wiążące stężenie $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$ z udziałem poszczególnych typów użytkowania obliczonym w obrębie stref buforowych o szerokości 100, 250 i 500 m, osiągnęły wartości zbliżone do tych, uzyskanych dla całkowitej powierzchni zlewni (tab. 3, 4). Należy jednak podkreślić, że w kilku przypadkach wartości te były wyższe niż dla całkowitej powierzchni zlewni, a ponadto pojawiły się pojedyncze, istotne statystycznie związki, które nie znajdują potwierdzenia w korelacji stężeń i użytkowania w całej zlewni oraz pozostałych strefach buforowych: w ten sposób uzyskano istotny statystycznie związek (–0,53) udziału obszarów leśnych w strefie buforowej 100 m i stężenia $N\text{-}NO_3$ w maju, jak również dodatnią korelację (0,57) udziału obszarów antropogenicznych w strefie buforowej 250 m i stężenia $N\text{-}NO_3$ w sierpniu. W przypadku fosforanów istotny statystycznie związek (–0,50) zanotowano z udziałem obszarów antropogenicznych dla listopada.

Podsumowanie i dyskusja

Badany w pracy okres wegetacyjny, obejmujący miesiące od kwietnia do listopada 2019 r., okazał się na tle wielolecia 1989–2019 ekstremalnie suchy i jednocześnie

bardzo ciepły, co znalazło odzwierciedlenie w uzyskanych wynikach. Uważa się bowiem, że na denudację chemiczną zlewni, w tym na wymywanie jonów azotu i fosforu, istotny wpływ mają czynniki atmosferyczne (Krasowska, Banaszuk 2015); wysokie stężenia związków biogennych w wodach powierzchniowych notowane są z reguły wiosną w związku z tajaniem pokrywy śnieżnej, a także w okresach intensywnych opadów deszczu (Aull i in. 1980, Grygorczuk-Petersons 2008, Krasowska 2016). Deficyt opadów atmosferycznych w badanym okresie, a także wysoka temperatura powietrza, warunkująca intensywną ewapotranspirację, powodowały ograniczenie czynnika migracyjnego, skutkując zmniejszeniem ładunku jonów azotu i fosforu przedostającego się do cieków, a jednocześnie – zmniejszeniem wpływu użytkowania terenu na ich stężenie.

Uzyskane wyniki wskazują, że średnie stężenie azotu azotanowego w dopływach Świdra było zbliżone do wartości udokumentowanych w przypadku innych zlewni nizinnych o charakterze rolniczym. Przykładowo w okresie od kwietnia do września w rzece Narew Ignatowicz i Struk-Sokołowska (2004) stwierdzili średnie stężenia $N\text{-}NO_3$ kształtujące się od 0,3 do 1,6 $mg \cdot dm^{-3}$ w zależności od przekroju pomiarowego, natomiast Rawicki i in. (2015) dla Gowienicy otrzymali średnie stężenie $N\text{-}NO_3$ wynoszące od 1,36 do 3,51 $mg \cdot dm^{-3}$ (za okres od kwietnia do października). W przypadku fosforu fosforanowego $P\text{-}PO_4$ w badanych zlewniach uzyskano relatywnie wysokie średnie wartości stężeń; w zlewni Zagożdżonki Hejduk (2012), w zależności od przekroju pomiarowego, otrzymał bowiem wartości od 0,037 do 0,317 $mg \cdot dm^{-3}$, natomiast wspomniany uprzednio Rawicki i in. (2015) – od 0,05 do 0,57 $mg \cdot dm^{-3}$. Tak wysokie wartości stężeń $P\text{-}PO_4$ w dopływach Świdra można wiązać z dopływem ścieków bytowo-gospodarczych (co sugerują m.in. wysokie wartości odchylenia standardowego stężenia $P\text{-}PO_4$ w niektórych przekrojach pomiarowych, np. D2, D11 i D15), a także z intensywną działalnością rolniczą w zlewniach (Pajewski 2016). Warto dodać, że w związku ze znacznym niedoborem $N\text{-}NO_3$ w stosunku do $P\text{-}PO_4$ czynnikiem limitującym rozwój biomasy w zlewni Świdra wydaje się azot azotanowy, podobnie jak w Strudze Żurawiej w badaniach Rawickiego i Siwka (2014).

Stwierdzone w pracy sezonowe zmiany przestrzennego zróżnicowania stężenia azotu azotanowego $N\text{-}NO_3$ nawiązywały do jego typowego cyklu rocznego, przedstawionego szeroko w literaturze (m.in. Dojlido 1995, Kiryluk, Rauba 2009). Przestrzenne zróżnicowanie stężenia $N\text{-}NO_3$ było największe w skrajnych miesiącach okresu wegetacyjnego, tj. kwietniu i listopadzie, natomiast od maja do sierpnia zmniejszało się stopniowo z powodu coraz większego wykorzystywania substancji zawartych w nawozach przez roślinność (Dojlido i in. 1998), a także pochłaniania jonów przez makrofity (Birgand i in. 2007), obecne licznie w korytach badanych cieków. Udokumentowano bowiem, że pokrycie gleb roślinnością ma istotny wpływ na intensywność migracji biogenów za pośrednictwem spływu powierzchniowego (Jasiewicz, Baran 2006), a największa bioakumulacja tych związków ma miejsce wtedy, kiedy powierzchnia liści, wyrażona wskaźnikiem LAI, jest największa (Kopcewicz, Lewak 2002). W przypadku stężenia $P\text{-}PO_4$ sezonowe zmiany przestrzennego zróżnicowania nie poddawały się jednoznacznej interpretacji; najwyższe średnie stężenia zanotowano bowiem w pomiarach

czerwcowych i sierpniowych, co można wiązać z niskimi wartościami przepływu obserwowanymi w tych terminach, wpływającymi na wzrost koncentracji $P\text{-}PO_4$ (Kaznowska, Hejduk 2012). Wytłumaczeniem nagłego spadku stężenia $P\text{-}PO_4$ w lipcu może być z kolei intensywny epizod opadowy (7 mm) w nocy poprzedzającej pobór próbek, który spowodował wzrost natężenia przepływu, a w konsekwencji spadek stężenia $P\text{-}PO_4$.

W pracy nie wykazano istotnego statystycznie związku pomiędzy udziałem poszczególnych typów użytkowania terenu, obliczonym zarówno dla całkowitej powierzchni zlewni, jak i stref buforowych, a wartościami średnimi (ŚR) oraz odchyleniem standardowym (OS) stężeń $N\text{-}NO_3$ oraz $P\text{-}PO_4$ w odwadniających je ciekach. Brak wyraźnego wpływu użytkowania terenu na zróżnicowanie stężenia jonów $N\text{-}NO_3$ i $P\text{-}PO_4$ można wiązać ze wspomnianą bioakumulacją tych związków przez roślinność lądową oraz makrofity (Krasowska, Banaszuk 2015), a także ich słabszą migracją w obliczu deficytu opadów; fakt ten potwierdza przebieg wartości współczynników korelacji obliczonych dla $N\text{-}NO_3$ dla poszczególnych miesięcy. O ile w kwietniu, kiedy roślinność znajdowała się dopiero w fazie rozwoju, stwierdzono dodatni, istotny statystycznie związek pomiędzy stężeniem $N\text{-}NO_3$ i udziałem gruntów ornych, a także ujemny związek z udziałem lasów, o tyle już w kolejnych miesiącach okresu wegetacyjnego nastąpił spadek wartości współczynników korelacji dla wspomnianych typów użytkowania terenu; warto podkreślić, że sezonowe zróżnicowanie siły związków pomiędzy cechami fizycznogeograficznymi i stężeniem azotu azotanowego zostało udokumentowane uprzednio w literaturze (Hill 1978). W przypadku fosforanów nie zaobserwowano natomiast podobnej prawidłowości, co potwierdza silną zależność stężenia tych związków od dopływu ścieków bytowo-gospodarczych, a także epizodów opadowych. Na uwagę zasługuje jednak istotny statystycznie związek pomiędzy stężeniem $P\text{-}PO_4$ w listopadzie a udziałem łąk w całkowitej powierzchni zlewni, będący potwierdzeniem, że ograniczenie rolniczego użytkowania gruntów na rzecz trwałej pokrywy roślinnej (szczególnie łąk ekstensywnych) sprzyja zmniejszeniu stężenia fosforu fosforanowego w ciekach (Burzyńska 2015). Wartości współczynników korelacji wskazały, że w okresie wegetacyjnym zastosowanie stref buforowych o szerokości zarówno 100, 250, jak i 500 m nie wpłynęło istotnie na siłę związków statystycznych w porównaniu do tych uzyskanych dla całkowitych powierzchni zlewni. W literaturze przedmiotu poświęcono dużo uwagi temu zagadnieniu (Johnson i in. 1997), a uzyskiwane wyniki były w tym względzie niejednoznaczne; przykładowo Ou i in. (2016) udowodnili, że użytkowanie terenu w strefie buforowej o szerokości 100 m ma większy wpływ na jakość wód płynących niż użytkowanie w całej zlewni, natomiast Sliva i Williams (2001) nie stwierdzili poprawy siły związków między użytkowaniem terenu a stężeniem związków biogennych dzięki zastosowaniu buforów. W przypadku badanych cieków wzrost siły zależności obliczonych dla stref buforowych wymaga wykorzystania danych przestrzennych o wyższej rozdzielczości, uzyskanych przykładowo za pomocą bezzałogowych statków powietrznych (UAV) (Ahmed i in. 2017) i umożliwiających dokładną klasyfikację pokrycia terenu w ścisłej strefie brzegowej, mającej największe znaczenie w kształtowaniu cech fizyczno-chemicznych wód (Sweeney, Newbold 2014).

Literatura

Ahmed O.S., Shemrock A., Chabot D., Dillon C., Williams G., Wasson R., Franklin E.S., 2017, Hierarchical land cover and vegetation classification using multispectral data acquired from an unmanned aerial vehicle. International Journal of Remote Sensing, 38: 8–10.

Aull G., Loudon P., Gerrish B., 1980, Runoff Water Quality Enhancement with Vegetated Buffer. ASAE Paper No. 80–2538.

Birgand F., Skaggs R.W., Chescheir G.M., Gilliam J.W., 2007, Nitrogen Removal in Streams of Agricultural Catchments – A Literature Review, Critical Reviews in Environmental Science and Technology, 37: 381–487.

Burzyńska I., 2015, Zmiany stężeń fosforanów w wodach rolniczej zlewni rzeki Raszynki, Polish Journal of Agronomy, 23: 24–30.

Camargo J.A., Alonso A., Salamanca A., 2005, Nitrate toxicity to aquatic animals: a review with new data for freshwater invertebrates, Chemosphere, 58: 1255–1267.

Castillo M.M., 2010, Land use and topography as predictors of nutrient levels in a tropical catchment, Limnologica, 40: 322–329.

Cheng S.-Y., Chen J.-C., 2002, Study on the oxyhemocyanin, deoxyhemocyanin, oxygen affinity and acid–base balance of Marsupenaeus japonicus following exposure to combined elevated nitrite and nitrate, Aquatic Toxicol. 61: 181–193.

Dojlido J.R., 1995, Chemia wód powierzchniowych, Wydawnictwo Ekonomia i Środowisko, Warszawa.

Dojlido J., Woyciechowska J., Taboryska B., Szkutnicki J., 1998, Wymywanie związków azotu i fosforu w zlewniach rolniczych dopływów górnej Wilgi, Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 21: 39–75.

Granger S.J., Bol R., Anthony S., Owens P.N., White S.M., Haygarth P.M., 2010, Chapter 3: Towards a holistic classification of diffuse agricultural water pollution from intensively managed grasslands on heavy soils, Advances in Agronomy, 105: 83–115.

Grygorczuk-Petersons E.H., 2008, Wpływ opadów atmosferycznych na skład zbiornika wodnego Zarzeczany woj. podlaskie, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 5: 129–137.

Heathwaite A.L., 2010, Multiple stressors on water availability at global to catchment scales: understanding human impact on nutrient cycles to protect water quality and water availability in the long term, Freshwater Biology, 55: 241–257.

Hejduk L., 2010, Tendencja w zmianach stężeń form fosforu i azotu w sąsiadujących rzekach Zagożdżonce i Zwolence, Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 3: 21–29.

Hejduk L., 2012, Sezonowa zmienność stosunku azotu do fosforu w górnej części zlewni rzeki Zagożdżonki, Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 55: 27–37.

Hill A.R., 1978, Factors affecting the export of nitrate-nitrogen from drainage basins in Southern Ontario, Water Resources, 12: 1045–1057.

Hu X., Wang H., Zhu Y., Xie G., Shi H., 2019, Landscape Characteristics Affecting Spatial Patterns of Water Quality Variation in a Highly Disturbed Region. International journal of Environmental Research and Public Health, 16: 2149.

Ignatowicz K., Struk-Sokołowska J., 2004, Sezonowe wahania zanieczyszczeń agrotechnicznych w rzece Narwi ze szczególnym uwzględnieniem herbicydów fenoksyoctowy, Rocznik Ochrony Środowiska, 6: 189–205.

Jasiewicz C., Baran A., 2006, Rolnicze źródła zanieczyszczenia wód – biogeny, Journal of Elementology, 11: 367–377. .
Jaskuła J., Wicher-Dysarz J., Sojka M., Dysarz T., 2016, Ocena zmian zawartości związków biogennych w wodach rzeki Ner, Inżynieria Ekologiczna, 46: 31–37.
Johnson L.B., Richards C., Host G.E., Arthur J.W., 1997, Landscape influences on water chemistry on Midwestern stream ecosystems, Freshwater Biology, 37: 193–208.
Jóźwiak J., Podgórski J., 1995, Statystyka od podstaw, Polskie Wydawnictwo Ekonomiczne, Warszawa.
Kaznowska E., Hejduk L., 2011, Ocena wybranych charakterystyk ilościowych i jakościowych okresów bezwezbraniowych w rzece Zagożdżonce, Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska 52: 108–118.
Kiryluk A., Rauba M., 2009, Zmienność stężenia związków azotu w różnie użytkowanej zlewni rolniczej rzeki Ślina, Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, 9: 71–86.
Kondracki J., 2002, Geografia regionalna Polski, PWN, Warszawa.
Kopcewicz J., Lewak S., 2019, Fizjologia roślin, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
Krasowska M., 2016, Wpływ intensywnych opadów deszczu na wymywanie substancji biogennych ze zlewni rolniczej, Inżynieria Ekologiczna 47: 1–9.
Krasowska M. Banaszuk P., 2015, Drogi migracji biogenów w zlewni rolniczej, Inżynieria Ekologiczna, 43: 35–41.
Lawniczak A.E., Zbierska J., Nowak K., Achtenberg K., Grześkowiak A., Kanas K., 2016, Impact of agriculture and land use on nitrate contamination in groundwater and running waters in central-west Poland, Environmental Monitoring Assessment 188: 172–189.
Lintern A., Webb J., Ryu D., Liu S., Bende-Michl U., Waters D., Leahy P., Wilson P., Western A.W., 2018, Key factors influencing differences in stream water quality across space, WIREs Water, 5.
Nowakowski E., 1981, Physiographcal chracteristics of Warsaw and the Mazovian Lowland, Memorabilia Zoologica, 34: 13–31.
Ou Y., Wang X., Wang L., Rousseau A.N., 2016, Landscape influences on water quality in riparian buffer zone of drinking water source area, Northern China, Environmental Earth Sciences, 75: 114.
Pajewski T., 2016, Zanieczyszczenie wody jako negatywny efekt działalności rolniczej, Roczniki Naukowe Stowarzyszenia Ekonomistów Rolnictwa i Agrobiznesu, 18: 191–195.
Rauba M., Dembowska D., 2018, Ocena stężeń związków azotu i fosforu w wodach środkowego basenu rzeki Biebrza, Inżynieria Ekologiczna, 3: 62–68.
Rawicki K., Burczyk P., Wesołowski P., Marciniak A., Brysiewicz A., 2015: Zmienność stężeń mineralnych związków azotu i fosforu w cieku na obszarze zlewni użytkowanej rolniczo, Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, 15: 115–125.
Rawicki K., Siwek H., 2014, Wstępna ocena stężenia mineralnych związków azotu i fosforu w wodach powierzchniowych zlewni jeziora Świdwie, Folia Pomeranae Universitatis Technologiae Stetinensis, 309: 101–114.
Rozporządzenie Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 11 października 2019 r. w sprawie klasyfikacji stanu ekologicznego, potencjału ekologicznego i stanu chemicznego oraz sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych, a także środowiskowych norm jakości dla substancji priorytetowych (Dz.U. 2019, poz. 2149).
Schindler D.W., 2006, Recent advances in the understanding and management of eutrophication, Limnology and Oceanography, 51: 356–363.

Sliva L., Williams D.D., 2001, Buffer Zone versus Whole Catchment Approaches to Studying Land Use Impact on River Water Quality, Water Research, 35: 3462–3472.
Smith V.H, Tilman G.D., Nekola J.C., 1999, Eutrophication: impacts of excess nutrient inputs on freshwater, marine, and terrestrial ecosystems, Environmental Pollution, 100: 179–196.
Staponites L.R., Barták V., Bílý M. Simon O.P., 2019, Performance of landscape composition metrics for predicting water quality in headwater catchments, Scientific Reports 9.
Sweeney B.W., Newbold J.D., 2014, Streamside Forest Buffer Width Needed to Protect Stream Water Quality, Habitat, and Organisms: A Literature Review, Journal of the American Water Resources Association, 50: 560–584.
Uuemaa E., Roosaare J., Mander Ü., 2007, Landscape metrics as indicators of river water quality at catchment scale, Hydrology Research, 38: 125–138.
Wysocka-Czubaszek A., Wojno W., 2014, Sezonowa zmienność chemizmu wody w małej rzece w zlewni zurbanizowanej, Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 23: 64–76.

Zuzanna Lipińska

Stosunki wodne zdegradowanego torfowiska wysokiego Wielkie Bagno

Zarys treści: Wpływ działalności człowieka jest szczególnie widoczny w ekosystemach „wrażliwych", do jakich niewątpliwie należą torfowiska oraz tereny bagienne. Główną przyczyną zanikania torfowisk we współczesnym krajobrazie jest działalność człowieka. Największy problem stanowi eksploatacja torfu oraz związane z nią odwodnienia. Przykładem zdegradowanego torfowiska wysokiego jest Wielkie Bagno, gdzie w roku hydrologicznym 2018 oraz 2019 prowadzono badania terenowe. Na podstawie uzyskanych wyników stwierdzono, że rozbudowana sieć hydrograficzna przyczynia się do przesuszenia obiektu, co osłabia jego możliwości retencyjne.

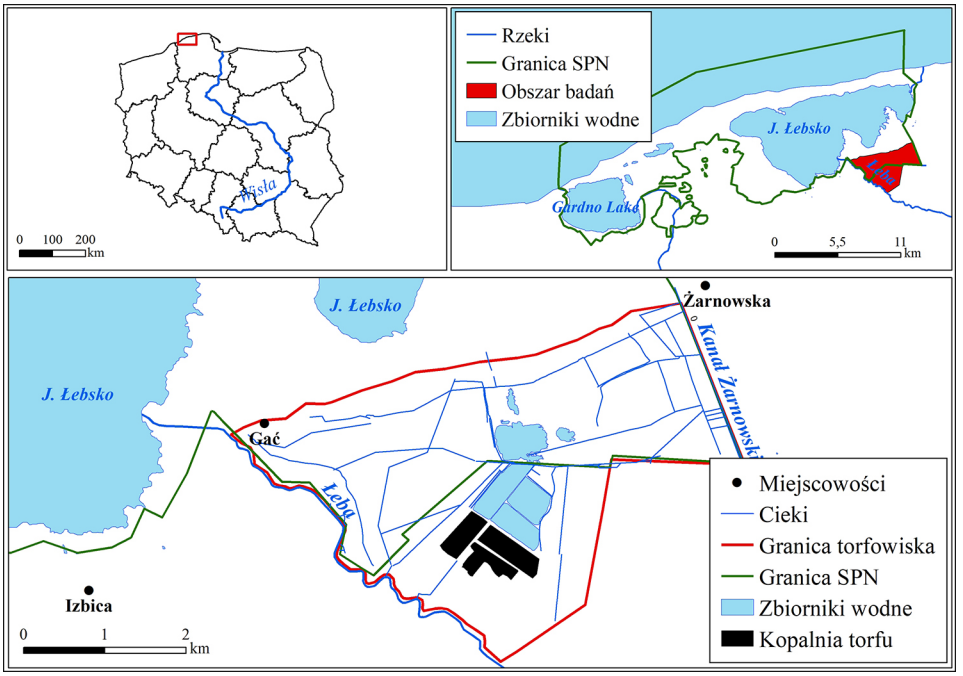
Słowa kluczowe: torfowisko wysokie, stosunki wodne, Słowiński Park Narodowy, wody podziemne

Wstęp

Torfowiska są siedliskami mocno uwodnionymi, co powoduje, że występuje tam specyficzna roślinność torfotwórcza i zachodzą procesy akumulacji osadów organicznych w postaci torfu (Tobolski 2004). Podstawowym czynnikiem kształtującym na torfowisku zróżnicowane stosunki wodne, rozumiane jako zespół cech hydrograficznych, jest sposób zasilania ich w wodę. Torfowiska wysokie są zasilane poprzez opady atmosferyczne, przez co mają silnie kwaśny odczyn (Makles i in. 2014). Od kilkuset lat podlegają one degradacji związanej z ich odwadnianiem i przeobrażaniem w celach rolniczych oraz eksploatacyjnych. Obecnie obszary te są poważnie zagrożone w skali globalnej, stąd też podjęto wiele działań mających na celu ich ochronę (Kucharzyk, Szary 2012). Na niekorzyść torfowisk oddziałują także stale postępujące zmiany klimatyczne (Chojnicki i in. 2017).

Przykładem zdegradowanego torfowiska wysokiego jest obiekt Wielkie Bagno, znajdujący się w Polsce północnej, na obszarze Słowińskiego Parku Narodowego (ryc. 1). Powierzchnia omawianego obszaru zajmuje około 1300 ha. Jest to część terenów podmokłych, które należą do większego kompleksu torfowisk

ZL – Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Zakład Hydrologii, ul. Jana Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk
e-mail: zuzannalipinska@vp.pl



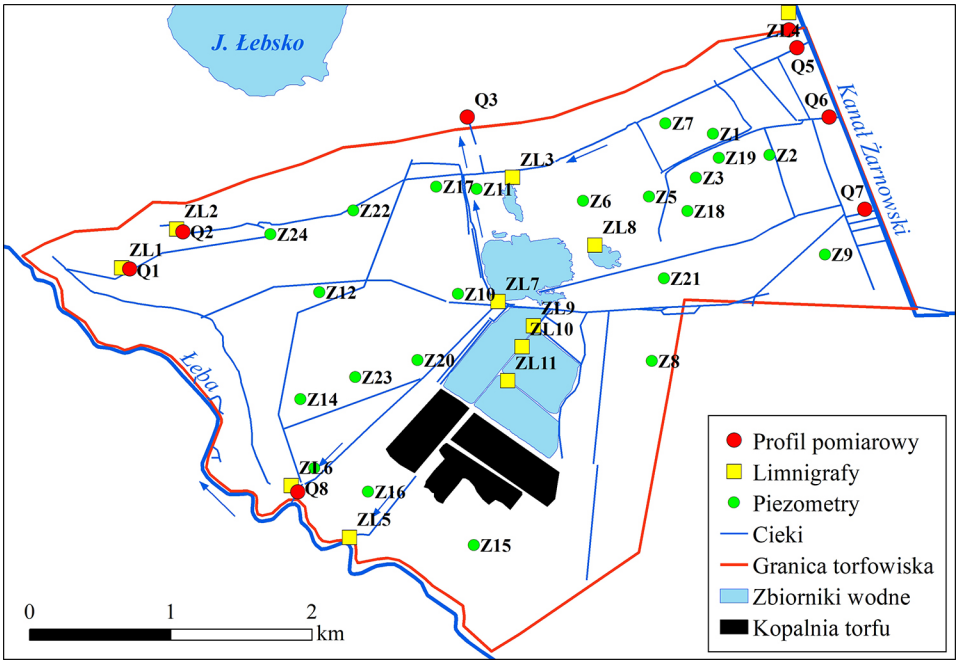
Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań

utworzonych wzdłuż południowego brzegu jeziora Łebsko, w zlewni rzeki Łeby (Chlost, Cieśliński 2018). Na Wielkim Bagnie, od strony miejscowości Żarnowska, dobrze zachował się obszar naturalnej kopuły torfowiska. W południowej części torfowiska mieści się z kolei kopalnia torfu Krakulice o powierzchni ponad 40 ha (Stańko, Utracka-Minko 2005). Po jej północnej stronie zlokalizowane są dawne, obecnie zrekultywowane, zbiorniki potorfowe noszące nazwy Babidół Wielki i Babidół Mały oraz Jezioro Jelenie (Braun, Chlost 2008).

Celem pracy jest rozpoznanie i opisanie obiegu wody na zdegradowanym torfowisku wysokim typu bałtyckiego Wielkie Bagno. Podjęto także próbę odpowiedzi na pytanie, jak znaczne jest zróżnicowanie wahań poziomu wód podziemnych.

Metody

W roku hydrologicznym 2018 oraz 2019 na torfowisku prowadzono comiesięczne badania terenowe w celu rozpoznania stosunków wodnych w zróżnicowanych warunkach hydrometeorologicznych. Monitoring ten obejmował comiesięczne pomiary natężenia przepływu wody w 10 wyznaczonych punktach na kanałach odwadniających obszar torfowiska. Analizę wahań głębokości wód podziemnych oparto na danych uzyskanych z 24 automatycznych piezometrów. Dodatkowo



Ryc. 2. Lokalizacja punktów pomiarowych na torfowisku Wielkie Bagno

z 11 limnigrafów uzyskano dane na temat poziomu wody w zbiornikach potorfowych i kanałach odwadniających torfowisko (ryc. 2). Ponadto prowadzono kwartalne kartowania hydrograficzne, aby uchwycić wpływ zróżnicowanych warunków hydrometeorologicznych na stan retencji powierzchniowej torfowiska. Dzięki danym uzyskanym ze stacji synoptycznej w Łebie dla lat 1990–2019 oraz danym dla roku 2018 i 2019 z automatycznej stacji meteorologicznej w miejscowości Gać obliczono wielkość dopływu atmosferycznego oraz parowania terenowego z omawianego obszaru. Na ich podstawie dokonano obliczeń klimatycznego bilansu wodnego. W pracy obliczono również poszczególne składowe bilansu wodnego na podstawie wzoru (Grzywna i in. 2016):

$$P = H + E + \Delta R$$

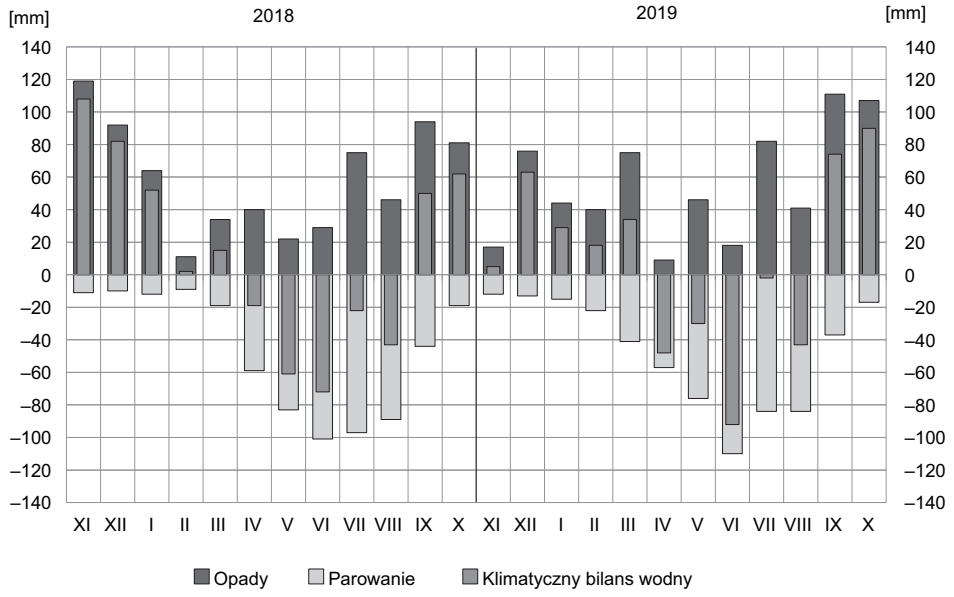
gdzie: P – opad atmosferyczny, H – odpływ wody, E – parowanie terenowe, ΔR – zmiana retencji.

Uzyskane wyniki

Lata 2018 i 2019 zaklasyfikowano jako ekstremalnie ciepłe ze średnią roczną temperaturą powietrza wynoszącą 9,7°C. Suma opadów w obu latach wyniosła

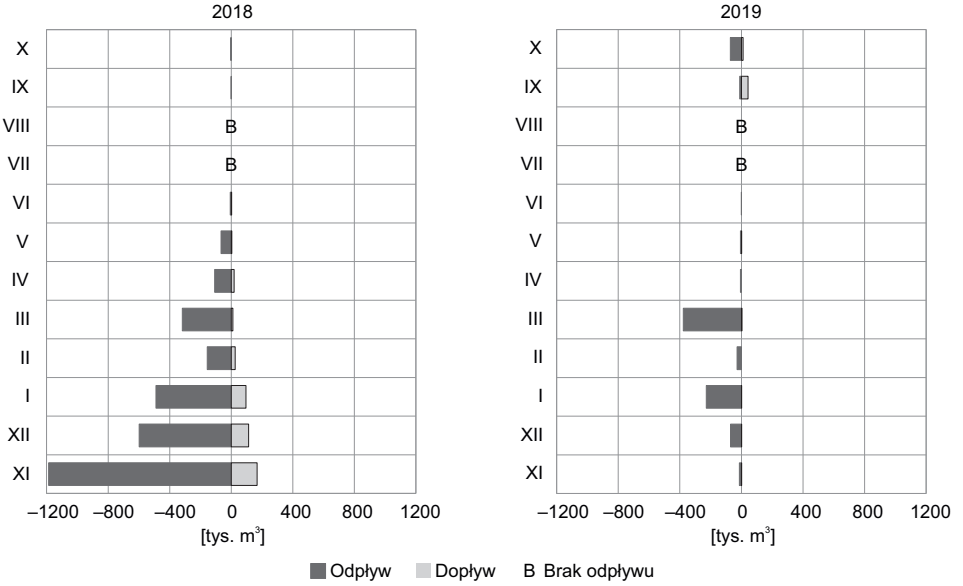
odpowiednio 704 mm (2018) oraz 666 mm (2019), przez co zostały zaklasyfikowane jako przeciętne, aczkolwiek miesięczne sumy opadów były bardzo zróżnicowane. Szczególnie wyróżnił się początek roku hydrologicznego 2018, podczas którego zaobserwowano ekstremalnie wysokie miesięczne sumy opadów (ryc. 3). Zarówno w roku 2018, jak i 2019 stwierdzono dodatni klimatyczny bilans wodny, który w 2018 r. wyniósł 151 mm, zaś w 2019 – 105 mm. W miesiącach letnich odnotowano ujemny klimatyczny bilans wodny, a największy deficyt wody wystąpił w czerwcu. W konsekwencji torfowisko Wielkie Bagno charakteryzuje się zmienną siecią hydrograficzną obserwowaną w ciągu całego roku.

Odpływ wód z torfowiska odbywa się we wszystkich kierunkach, a jego sumaryczna wielkość w roku hydrologicznym 2018 wyniosła 2483 tys. m^3. Odpływ w roku 2019 był znacznie mniejszy i wyniósł zaledwie 814 tys. m^3. Najważniejsze punkty odwadniające omawiany obszar to Q1, Q3 oraz Q6. Sumaryczny odpływ z tych trzech punktów stanowił średnio 41% całego rocznego odpływu. Największy odpływ wód z torfowiska zaobserwowano podczas ekstremalnie wysokich miesięcznych sum opadów atmosferycznych. Miało to miejsce w listopadzie i grudniu 2017 r. oraz w marcu, wrześniu i październiku 2019 r. Z kolei zarówno w roku 2018, jak i 2019 w lipcu oraz sierpniu kanały były suche (ryc. 4). Dopływ powierzchniowy wód na obszar torfowiska odbywa się jedynie poprzez Kanał Żarnowski znajdujący się po jego wschodniej stronie. W 2018 r. wyniósł on 433 tys. m^3, natomiast w 2019 r. zaledwie 60 tys. m^3. Było to spowodowane niedrożnością przepustu na Kanale Żarnowskim.

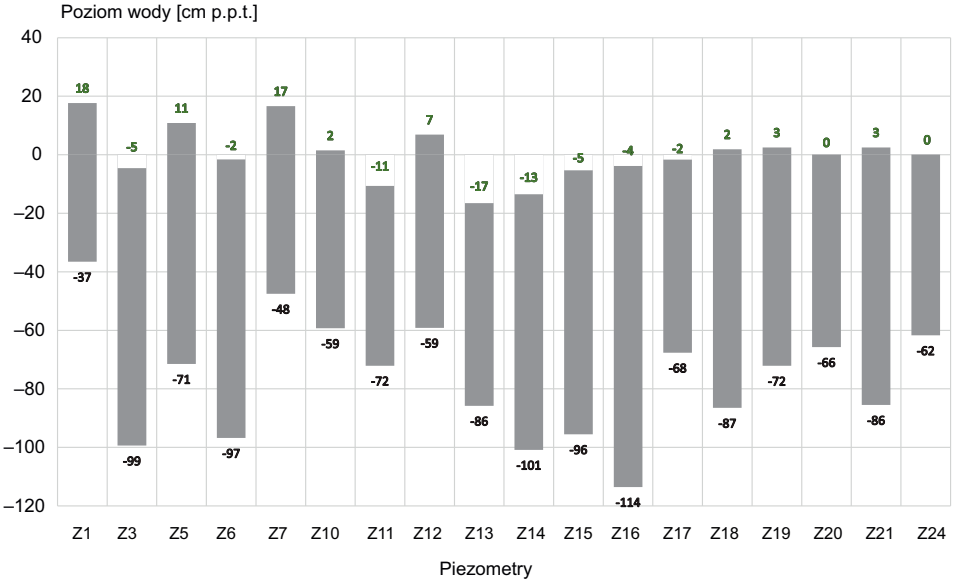


Ryc. 3. Wielkość opadów i parowania oraz klimatyczny bilans wodny w roku hydrologicznym 2018 i 2019

Wahania głębokości wody podziemnej na obszarze torfowiska są uzależnione przede wszystkim od warunków meteorologicznych, pokrycia terenu oraz działalności człowieka. Poziom zwierciadła wód względem powierzchni terenu w poszczególnych piezometrach wahał się od 24 cm do –116 cm. Amplitudy poziomu

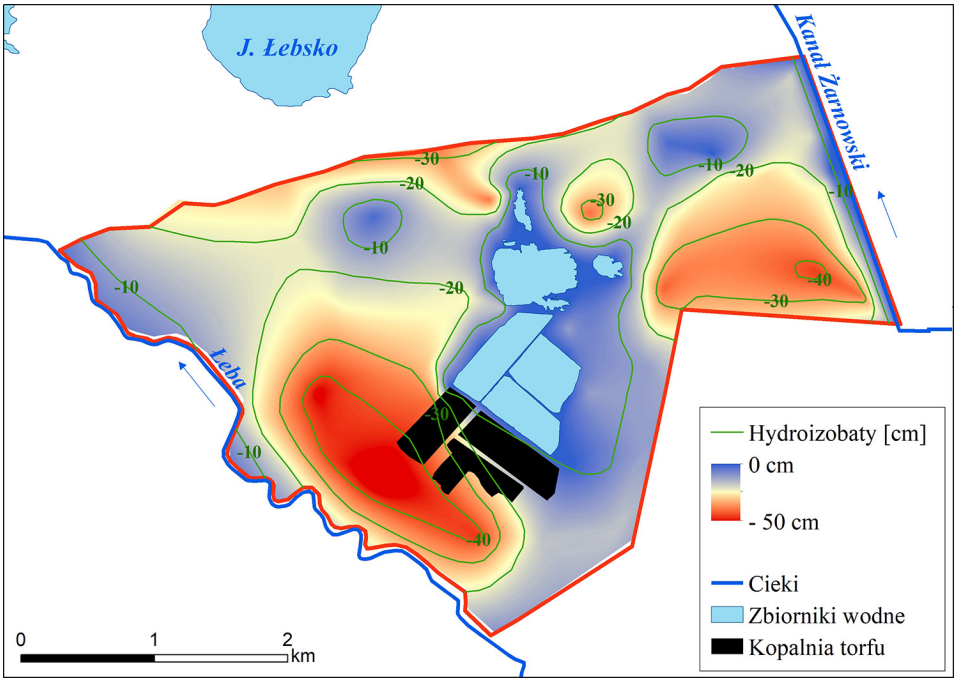


Ryc. 4. Wielkość dopływu i odpływu z torfowiska dla poszczególnych miesięcy w roku 2018 oraz 2019

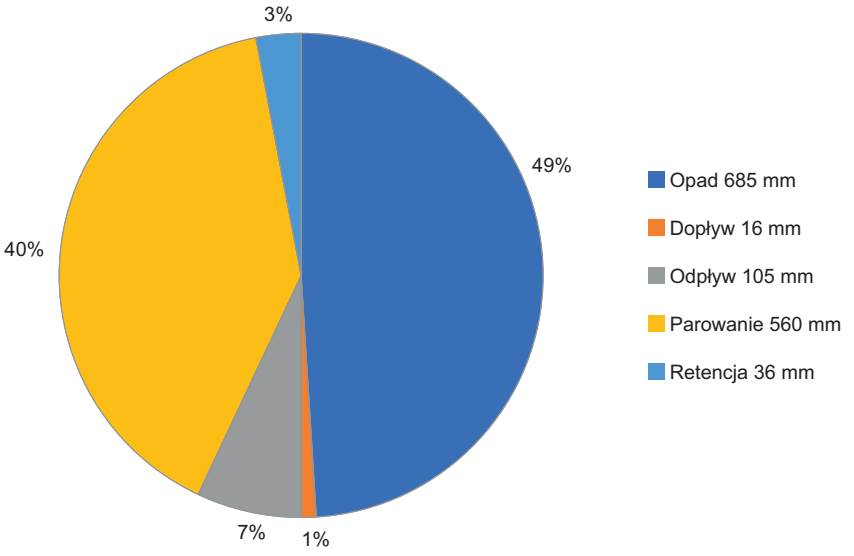


Ryc. 5. Średnie amplitudy wahań poziomu wód gruntowych na torfowisku Wielkie Bagno

wody podziemnej są zróżnicowane – od 60 cm (Z10) do 121 cm (Z16), przy średniej wynoszącej 85 cm (ryc. 5). Piezometry zlokalizowane na otwartej przestrzeni



Ryc. 6. Średni poziom zalegania wód podziemnych w roku hydrologicznym 2018 i 2019



Ryc. 7. Bilans wodny torfowiska Wielkie Bagno

charakteryzują się gwałtowną reakcją na opady atmosferyczne, natomiast na obszarach leśnych reakcja ta jest znikoma. Najlepiej uwodniona jest kopuła torfowiska, z kolei najniższy poziom wód gruntowych zaobserwowano w pobliżu kopalni torfu oraz na silnie zdegradowanym terenie torfowiska po jego zachodniej stronie (ryc. 6).

Za pomocą powyższych danych wykonano obliczenia bilansu wodnego dla torfowiska. Na tej podstawie stwierdzono dominację pionową wymiany wody (ryc. 7). Opady stanowiły 98% przychodu, a dopływ powierzchniowy zaledwie 2%. Po stronie rozchodu znalazły się: parowanie (80%), odpływ (14%) oraz retencja (6%). Torfowiska wysokie charakteryzują się niewielką wymianą z wodami podziemnymi lub ich brakiem (Glińska-Lewczuk i in. 2014). W związku z tym w przypadku dopływu i odpływu podziemnego, ze względu na brak zamontowanych piezometrów poza terenem torfowiska oraz zbyt małą ilość danych, uznano, że się bilansują i nie będą brane do obliczeń. Tak mały procent wielkości retencji w okresie badań można tłumaczyć silnie rozbudowaną siecią hydrograficzną, która przyczynia się do przesuszenia obiektu, a to z kolei osłabia jego możliwości retencyjne.

Wnioski

Na podstawie uzyskanych wyników można stwierdzić, że głównym źródłem zasilania torfowiska Wielkie Bagno w wodę jest opad atmosferyczny. Obraz sieci hydrograficznej na jego obszarze charakteryzuje się czasową zmiennością. Najwyższy stan retencji obserwuje się w okresie wysokich opadów i niskiego parowania (początek zimy) oraz po wiosennych roztopach. Odnotowano też dużą dynamikę zmienności poziomu wód podziemnych. Bardzo niskie poziomy ich zalegania sprawiają, że dobre funkcjonowanie torfowiska oraz procesy torfotwórcze są niemożliwe.

Literatura

Braun M., Chlost I., 2008, Funkcjonowanie systemu torfowiskowego Żarnowska, Dokum. Geograf., 37: 122–128.

Chlost I., Cieśliński R., 2018, Przyczyny zmian poziomu wód gruntowych na wybranych torfowiskach Słowińskiego Parku Narodowego, Gospodarka Wodna, 4: 122–127.

Chojnicki B.H., Harenda K.M., Samson M., Słowińska S., Słowiński M., Lamentowicz M., Barabach J., Zielińska M., Jassey V.E.J., Buttler A., Strożecki M., Leśny J., Urbaniak M., Józefczyk D., Juszczak R., 2017, Eksperyment manipulacyjny jako narzędzie oceny wpływu zmian klimatycznych na emisję CO_2 z torfowiska, Stud. i Mat. CEPL, 19, 51(2): 47–61.

Glińska-Lewczuk K., Burandt P., Łaźniewska I., Łaźniewski J., Menderski S., Pisarek W., 2014, Ochrona i renaturyzacja torfowisk wysokich w rezerwatach Gązwa, Zielony Me-

chacz i Sołtysek w północno-wschodniej Polsce, Wydawnictwo Polskiego Towarzystwa Ochrony Ptaków, Białowieża.
Grzywna A., Czarnecki Z., Węgorek T. 2016, Ocena elementów składowych bilansu wodnego odwodnionego torfowiska, Rocznik Ochrona Środowiska, 18: 519–530.
Kucharzyk S., Szary A., 2012, Degradacja i ochrona torfowisk wysokich w Bieszczadzkim Parku Narodowym, Rocz. Bieszcz., 20: 83–97.
Makles M., Pawlaczyk P., Stańko R., 2014, Podręcznik najlepszych praktyk w ochronie mokradeł, Centrum Koordynacji Projektów Środowiskowych, Warszawa.
Stańko R., Utracka-Minko B., 2005, Waloryzacja przyrodnicza oraz program ochrony wybranych mokradeł Słowińskiego Parku Narodowego – obwód ochronny Żarnowska, obwód ochronny Kluki, obwód ochronny Rowy (polder Gardna IX), Słupsk.
Tobolski K., 2004, Kryterium geologiczne w badaniach zbiorników akumulacji biogenicznej, Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, 5: 119–126.

Kamil Kultys, Jagoda Ziewiec

Zmiany sieci wód powierzchniowych zlewni Zagożdżonki i ich gospodarczego wykorzystania w świetle materiałów archiwalnych

Zarys treści: Zlewnia Zagożdżonki położona jest w trzech mezoregionach Nizin Środkowopolskich: Równinie Kozienickiej, Równinie Radomskiej i Dolinie Środkowej Wisły. W artykule przedstawiano wyniki analiz dotyczących zmian sieci rzecznej i gospodarczego wykorzystania wód od XIX w. do czasów współczesnych. Analizy przeprowadzono w oparciu o kartograficzne materiały archiwalne („Topograficzna karta Królestwa Polskiego", „Karte des westlichen Rußlands", mapy taktyczne WIG, igrek.amzp.pl) oraz współczesne (Komputerowa Mapa Podziału Hydrograficznego Polski, ortofotomapa, www.geoportal.gov.pl/). Wykazano, że do największych zmian doszło w wyniku prac hydrotechnicznych prowadzonych podczas analizowanego okresu. Wody Zagożdżonki i innych jej dopływów były wykorzystywane do napędzania mechanizmów młyńskich. Obecnie nie odnotowano takiego wykorzystania, lecz cieki i inne obiekty wodne użytkowane są w celach rekreacyjnych, a wody do nawadniania upraw.

Słowa kluczowe: zmiany sieci wodnej, prace hydrotechniczne, materiały kartograficzne, wykorzystanie wód, Zagożdżonka

Wstęp

Zmiany sieci hydrograficznej mogą być skutkiem procesów naturalnych oraz działań antropogenicznych. Udział procesów naturalnych i zabiegów antropogenicznych w przemianach sieci rzecznej jest trudny do oszacowania. Podczas wezbrań rzeki często zmieniały bieg swego koryta, jako nowe wykorzystując inne naturalne zagłębienia. Doliny rzeczne od zawsze były bardzo atrakcyjnym terenem do osiedlania się i prowadzenia tam gospodarki rolnej (Śmielak 2008). Spowodowane to było łatwym dostępem do wody i występowaniem na tych obszarach żyznych gleb aluwialnych, korzystnych dla uprawy roślin. Jednak zakładanie osiedli na terenach o zmiennych warunkach wodnych wiązało się z ryzykiem

KK, JZ – Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin
e- mail: kamilkultys8@o2.pl; jagodaz111@gmail.pl

podtopień w okresach wezbrań. Wylewy rzek często niszczyły osady i istniejącą infrastrukturę, więc człowiek zaczął wprowadzać zmiany w dolinach rzecznych. Wynikiem tych działań była m.in. budowa wałów przeciwpowodziowych czy osuszanie terenów podmokłych systemem rowów odwadniających (Jokiel i in. 2017), co skutkowało przemianami środowiska przyrodniczego (Plit 2016). Zmiany sieci hydrograficznej powodowane były także gospodarczym wykorzystaniem wód rzecznych do napędu urządzeń, np. młyńskich (Bartnik, Bartnik 2017, Prarat, Brykała 2018), czy do napełniania stawów hodowlanych. Zagadnienie zmian sieci hydrograficznej wywołanych działalnością człowieka jest ważnym problemem, o czym może świadczyć wiele prac naukowych, m.in. Kanieckiego (1995), Brykały (2005), Śmielaka (2008), Cieślińskiego i in. (2009), Chlost (2010), Chrabąszcza i in. (2017), Kultysa (2018) oraz Przepióry i Kalickiego (2018).

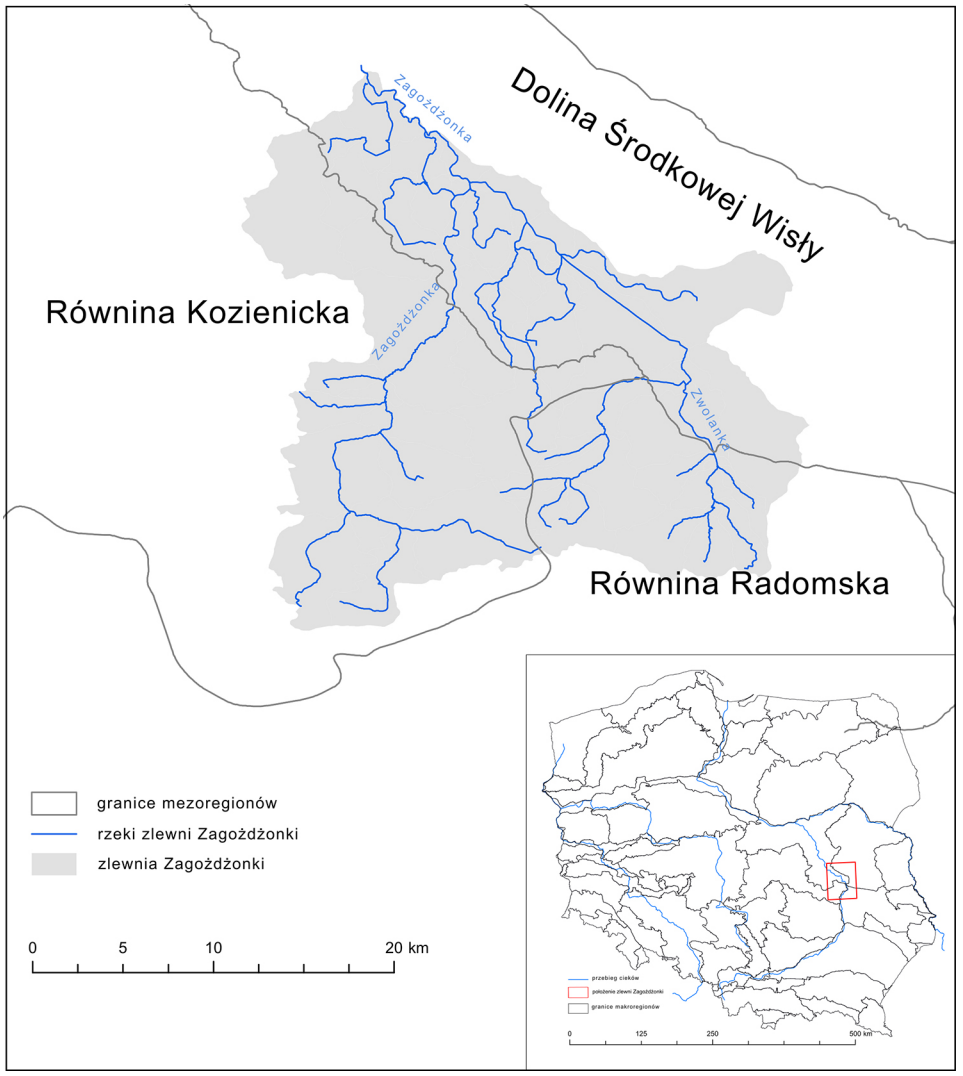
Dobrym źródłem wiedzy na temat biegu cieków oraz ich gospodarczego zastosowania w czasach historycznych są mapy archiwalne. Na nich przedstawiany jest obraz sieci wodnej oraz zasięg obszarów podmokłych, jak również sposób wykorzystania, np. energii wodnej w piętrzeniach młyńskich. Materiały takie często są używane przez geografów (głównie hydrologów), którzy na ich podstawie odtwarzają zmiany sieci rzecznej (Chlost 2010).

Celem pracy jest interpretacja hydrograficzna zmian sieci rzecznej zlewni Zagożdżonki w ostatnich 200 latach. Dodatkowo przedstawiono zmiany gospodarczego wykorzystania zasobów wodnych zlewni.

Obszar badań

Poddany analizie zmian stosunków wodnych obszar zlewni Zagożdżonki ma powierzchnię 564,24 km^2. Rzeka jest bezpośrednim lewostronnym dopływem Wisły. Obszar zlewni Zagożdżonki położony jest na Niżu Polskim. Według dotychczas stosowanej regionalizacji fizycznogeograficznej zaproponowanej przez Kondrackiego (2014) zlewnia znajduje się na terenie dwóch mezoregionów: Równiny Kozienickiej (318.77) i Doliny Środkowej Wisły (318.75). Według podziału zaproponowanego przez Solona i in. (2018) zlewnia położona jest na obszarze trzech mezoregionów: Równiny Kozienickiej (37,73%), Równiny Radomskiej (25,15%) i Doliny Środkowej Wisły (37,12%) (ryc. 1).

Analizowany teren jest typową, małą zlewnią dla centralnej Polski, o leśno-rolnym użytkowaniu. Znaczne jej powierzchnie, głównie na Równinie Kozienickiej, zajęte są przez rozległe kompleksy leśne Puszczy Kozienickiej (Kondracki 2014). Zlewnia dolnej Zagożdżonki, która zajmuje północną część analizowanego obszaru, położona w szerokiej Dolinie Środkowej Wisły, jest intensywnie użytkowana rolniczo. Na taki sposób użytkowania obszaru wpłynęły warunki naturalne. Górny odcinek rzeki rozcina płaską plejstoceńską Równinę Kozienicką, która zbudowana jest z piasków, silnie przemodelowanych przez procesy eoliczne w vistulianie, na których wykształciły się słabe gleby bielicowe. Gleby w dolnej części zlewni to efekt procesów fluwialnych w dolinie Wisły, gdzie w holocenie odkładały żyzne mady, świetnie nadające się pod uprawę.



Ryc. 1. Położenie zlewni Zagożdżonki na tle mezoregionów fizycznogeograficznych (geoforum.pl/news)

Materiały i metody pracy

Analizę zmian stosunków wodnych w zlewni Zagożdżonki wykonano na podstawie dostępnych archiwalnych i współczesnych materiałów kartograficznych. Kwerendę tych materiałów przeprowadzono, wykorzystując zbiory internetowych archiwów kartograficznych dostępnych na portalu Mapster (igrek.amzp.pl). Materiałem użytym do badań były wieloarkuszowe, topograficzne mapy średnioskalowe

w skalach od 1:126 000 do 1:50 000, które obejmowały różne horyzonty czasowe. Analizę szczegółową wykonano na podstawie map:

- „Topograficzna karta Królestwa Polskiego" (igrek.amzp.pl) w skali 1:126 000, popularnie zwana Mapą Kwatermistrzostwa. Wydana została w 1843 r. i przedstawia stan na lata 30. XIX w. Rzetelnie przygotowane opracowanie, wiarygodnie obrazuje elementy środowiska geograficznego. Rzeźba terenu przedstawiona jest metodą cieniowanej kreski, wiernie oddane są także elementy liniowe (rzeki, drogi), powierzchniowe (obszary mokradeł, lasów) i punktowe (kościoły, młyny). Jest to mapa archiwalna, bardzo przydatna do prowadzenia porównań kartograficznych (Nita, Myga-Piątek 2012).
- „Karte des westlichen Rußlands" (igrek.amzp.pl) to seria map wydana przez Niemców w latach 1914–1916 w skali 1:100 000 (Panecki 2015). Decyzję o sporządzeniu opracowań kartograficznych tego obszaru powzięto podczas przygotowań Cesarstwa Niemieckiego do wojny z Imperium Rosyjskim. Zajmowała się tym niemiecka wojskowa służba kartograficzna (Königlich Preußische Landesaufnahme), dla badanego obszaru opracowano ją na podstawie „Nowojtopograficzeskoj karty zapadnij Rossii" (potocznie zwanej „dwuwiorstówką") w skali 1: 84 000 (Kuna 2014).
- Mapy taktyczne WIG (igrek.amzp.pl) w skali 1:100 000, wydane przez Wojskowy Instytut Geograficzny w 1937 r. Mapy te sporządzane były od 1927 r., oryginalne arkusze w skali 1:100 000 zwane były typem drugim (Nita, Myga-Piątek 2012). Mapa ta jest bardzo dobrym źródłem wiedzy na temat zmian środowiskowych początków XX w. Szczegółowo zostały na niej przedstawione cieki (rzeki, kanały i rowy melioracyjne), powierzchnie mokradeł czy zbiorników wodnych. Prezentowane są tam również sposoby wykorzystania wód powierzchniowych, np. do napędu kół wodnych młynów czy tartaków.
- Komputerowa Mapa Podziału Hydrograficznego Polski wykonana w skali 1:50 000, która przedstawia stan na 2019 r. (dane.gov.pl/dataset/869/resource/18194/table). Na jej podstawie odtworzono współczesny przebieg oraz parametry długości cieków, jak również wielkość obiektów powierzchniowych (naturalnych i sztucznych zbiorników wodnych). Dane o aktualnym stanie cieków i innych obiektów hydrograficznych oraz przebieg wałów przeciwpowodziowych odtworzono na podstawie wygenerowanej ortofotomapy (geoportal.gov.pl/).

Materiały kartograficzne, po pozyskaniu ich z zasobów archiwalnych, poddano obróbce komputerowej, którą wykonano w programie ArcMap 10.5. Wybrane arkusze map zostały skalibrowane zgodnie z zasadami GIS historycznego i sprowadzone do układu PUWG 1992. Następnie widoczne na mapach obiekty hydrograficzne poddano digitalizacji ekranowej (Affek 2012). Zgodnie z obowiązującymi zasadami utworzono warstwy wektorowe obiektów hydrograficznych, co umożliwiło odtworzenie ich długości i powierzchni zapisanej na analizowanych materiałach archiwalnych. Efekty zaprezentowano w formie kartograficznej na czterech mapach wynikowych. Graficznie (w formie wykresów) przedstawiono zmiany długości cieków i powierzchni hydrograficznych obiektów obszarowych w wyznaczonych przedziałach czasowych.

Wyniki i wnioski

Przekształcenia sieci wód powierzchniowych w zlewni Zagożdżonki w znacznym stopniu wywołane były działalnością człowieka. Przebieg cieków naturalnych nie uległ znaczącym zmianom (tab. 1). Do najważniejszych przeobrażeń hydrograficznych doprowadziły prace melioracyjne, głównie budowa wałów przeciwpowodziowych oraz sieci kanałów i rowów drenujących wodę z obszarów podmokłych. Na „Topograficznej karcie Królestwa Polskiego" dokumentowana jest budowa wału przeciwpowodziowego. Mapa ta przedstawia pierwszy etap prac hydrotechnicznych, kiedy obwałowane zostało koryto Wisły. Przebieg wału przeciwpowodziowego stanowi dział wodny między zlewnią Zagożdżonki a przyrzeczem Wisły. Kolejny etap rozbudowy objął obwałowanie dolnego biegu Zagożdżonki, które odnotowano na mapie „Karte des westlichen Rußlands". Można zatem wnioskować, że prace te trwały jeszcze pod koniec XIX w. Kolejne zmiany przebiegu działu wodnego miały miejsce już w latach powojennych, kiedy obwałowania Wisły przesunięto w kierunku rzeki, przez co tereny międzywala zostały zmniejszone na rzecz terenów zawala. Z prowadzonych w terenie obserwacji wynika, że stały się one cennym obszarem rolniczym. Dział wodny wyznaczano na podstawie warunków topograficznych terenu i zabudowy hydrotechnicznej tam występującej (np. obwałowania przeciwpowodziowe). Główne zmiany powierzchni zlewni związane były z przebudową wałów przeciwpowodziowych Wisły i rozbudową sieci rowów drenujących.

Do najważniejszych systemów odwadniających w zlewni Zagożdżonki należy system Kanału Gniewoszowsko-Kozienickiego. Pierwsze etapy jego budowy odnotowano na mapie WIG z 1937 r. Kanał Gniewoszowsko-Kozienicki obecnie ma długość 24,34 km. Wybudowany został w Dolinie Środkowej Wisły, przy jej lewej krawędzi, wzdłuż wałów przeciwpowodziowych Wisły. W zlewni tego systemu początkowo znajdowały się znaczne obszary podmokłe o charakterze torfowisk niskich, narastających w paleomeandrach Wisły. Przebieg Kanału Gniewoszowsko-Kozienickiego częściowo, głównie w jego dolnym biegu, nawiązuje do układu starorzeczy. Po jego budowie wody Zwolanki, która wcześniej uchodziła do jeziora zakolowego pod Sieciechowem, połączonego z Wisłą i ciekami zlewni Zagożdżonki, zostały przechwycone. Zwolankę i jej cieki interpretowano wówczas jako część zlewni Zagożdżonki z bramą wodną, przez którą wody odpływały bezpośrednio do Wisły (ryc. 2A, B, C). Po wybudowaniu Kanału Gniewoszowsko-Kozienickiego połączenie to zostało przerwane, a wody w całości włączone do Zagożdżonki. Wybitnie rolniczy charakter zlewni kanału wpływa na bardzo dużą żyzność wód, o czym świadczy intensywne zarastanie koryta (fot. 1C).

Pracom osuszeniowym poddano także paleomeandry Wisły, położone pomiędzy Kozienicami a Świerżami Górnymi. Obszar ten odwadniany był i jest przez rowy drenujące systemu kanału Rusin (fot. 1D). Prace melioracyjne prowadzono również w części zlewni górnej Zagożdżonki i polegały one na odprowadzaniu wody z torfowisk wysokich w celu umożliwienia eksploatacji torfu. Miejsca wydobycia torfu dokumentuje mapa WIG z 1937 r.

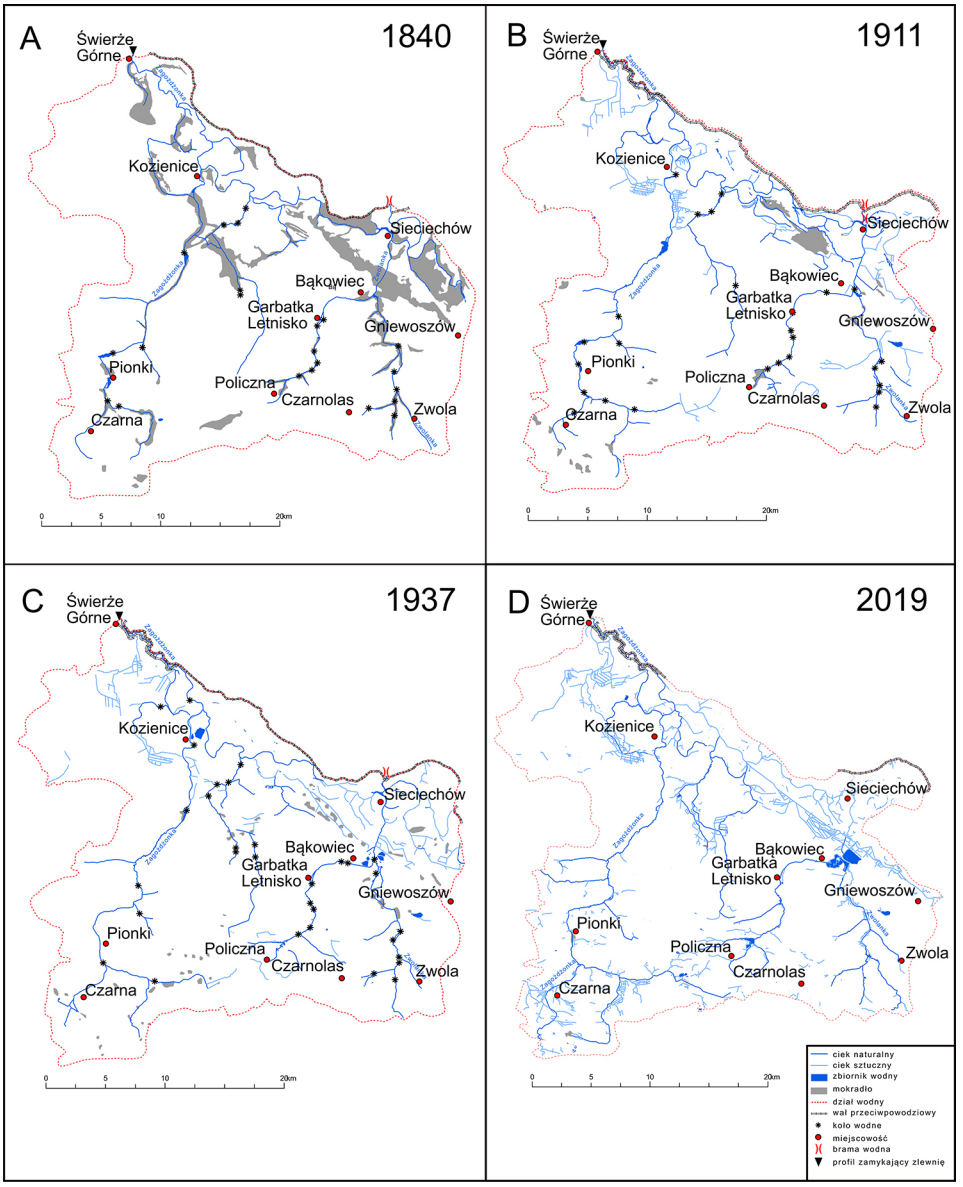
Tabela 1. Parametry sieci wodnej oraz obiekty hydrotechniczne w zlewni Zagożdżonki

Rok	Długość rzek	Powierzchnia mokradeł	Długość rowów	Powierzchnia zbiorników wodnych	Długość wałów	Długość wałów w dziale wodnym	Liczba młynów
	[km]	[ha]	[km]	[ha]	[km]	[km]	
1840	193,28	2039,40	–	110,68	–	25,31	22
1911	191,55	605,02	130,14	132,78	14,34	24,25	26
1937	190,14	560,80	133,96	158,71	14,23	26,13	31
2019	192,54	288,46	327,54	120,77	15,69	8,39	–

Prace melioracyjne prowadzone były w celu pełniejszego wykorzystania gospodarczego terenu i wpłynęły znacząco na zmiany zasięgu obszarów podmokłych. W latach 30 XIX w. powierzchnia mokradeł wynosiła 2039,40 ha (ryc. 2A). Wyniki analiz wskazują na ciągłe zmniejszanie się tych terenów (tab. 1, ryc. 2). Do największych zmian doszło w dolinie Wisły, a duże obszary podmokłe w efekcie melioracji uległy rozczłonkowaniu i częściowemu osuszeniu (ryc. 2).

W analizowanym okresie, od lat 30. XIX w. do 1937 r., potencjał hydroenergetyczny rzek był w znacznym stopniu gospodarczo wykorzystywany. Notowano wzrost liczby kół wodnych, które służyły głównie do napędzania mechanizmów młyńskich. Od połowy XIX w. liczba kół wodnych stopniowo wzrastała (tab. 1), a najwięcej ich (31) notowała taktyczna mapa WIG (ryc. 2C). Były to zakłady o stosunkowo małej mocy, nieprzekraczającej 100 KM (Rybczyński 1931). Z wykorzystaniem potencjału energetycznego wód wiązała się budowa stawów młyńskich, które spełniały również funkcje retencyjne. W zlewni Zagożdżonki budowano też stawy hodowlane, m.in. w okolicach Kozienic (obecnie nieczynne) i Bąkowca (ciągle czynne). Obiekty te powstawały na początku XX w. na terenach podmokłych (ryc. 2C, D). Zmiany gospodarcze oraz zmniejszające się zasoby wodne obszaru wpłynęły na zaprzestanie rozbudowy stawów hodowlanych i już w planach gospodarczych z lat 70. XX w. nie przewidywano budowy nowych gospodarstw stawowych (Mojsiejenka 1971). Istniejącym obecnie największym zespołem stawów hodowlanych są te występujące w okolicy Bąkowca.

Wody rzeczne były także używane bezpośrednio przez ludność zamieszkującą te tereny w gospodarstwach domowych. Od początków osadnictwa miejsca w pobliżu rzek były najczęściej zasiedlane. Wiązało się to z dostępem do wody pitnej, niezbędnej do życia. Woda rzek służyła również do pojenia zwierząt domowych. Bezpośredni dostęp do wody umożliwiał też hodowlę drobiu: gęsi i kaczek. Z czystych wód rzek pozyskiwano ryby i raki, zarówno dla własnych potrzeb, jak i na sprzedaż. Bardzo często dla mieszkańców rzeka była jedynym źródłem dostępu do wody, więc wykorzystywano ją do kąpieli, prania odzieży, moczenia lnu i konopi, z których w warunkach domowych produkowano płótno. Taka eksploatacja wód rzek występowała do lat 80. XX w., a następnie stopniowo zanikała. Obecnie, gdy tereny całej zlewni Zagożdżonki zostały zwodociągowane, zaprzestano całkowicie używania wody rzek w gospodarstwach domowych. W okresach letnich rzeki służą do kąpieli i rekreacji, a także wędkarze mogą w nich łowić ryby.



Ryc. 2. Rekonstrukcja obiektów wodnych zlewni Zagożdżonki w XIX i XX w.

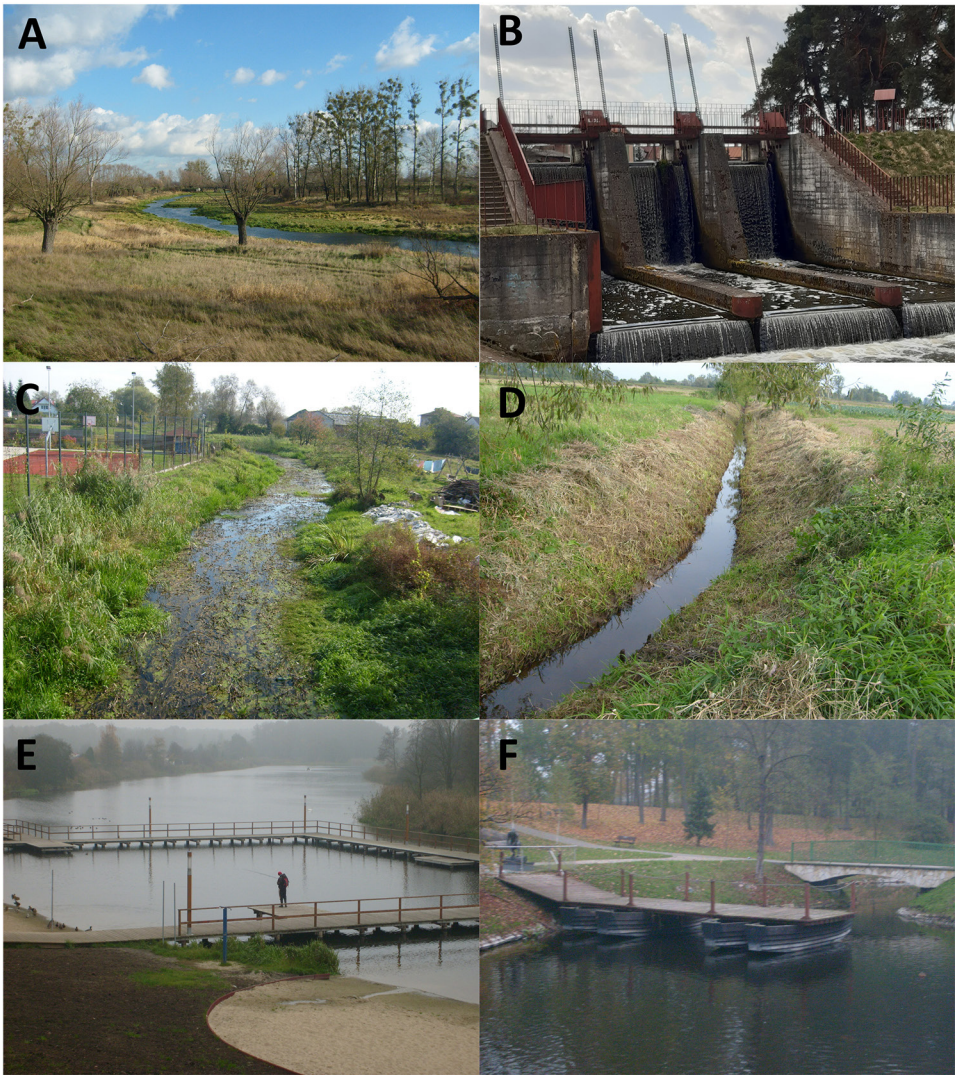
Tereny zlewni Zagożdżonki od dawna służyły jako miejsca odpoczynku i turystyki nie tylko dla ludności miejscowej, lecz także dla wypoczywających z większych miast, takich jak Radom czy Warszawa. Miejscowość Garbatka Letnisko, po wybudowaniu w 1885 r. linii kolejowej, stała się miejscem odpoczynku promowanym przez lekarzy ze względu na bardzo korzystne warunki klimatyczne (garbatkaletnisko.pl/informacje, historia garbatki). Natomiast nad rzeką

Zwolanką w miejscowości Zwola, w majątku swego wuja, odpoczywała Maria Skłodowska-Curie, która przyjeżdżała tam kilkakrotnie w miesiącach letnich w latach 1872–1885 (lgdkozienice.pl/znani-nieznani/maria-curie-sklodowska/). Dolina Zagożdżonki jest również miejscem lokalizacji parku w Kozienicach, w którym król Stanisław August Poniatowski miał letnią rezydencję. Po wojnie park został mocno zaniedbany, ale obecnie, po wyremontowaniu infrastruktury i uporządkowaniu, jest miejscem wypoczynku kozieniczan (fot. 1F).

Dziś potencjał hydroenergetyczny wód zlewni Zagożdżonki nie jest wykorzystywany gospodarczo. Znaczenie to zaczęło zanikać w miarę elektryfikacji regionu. Siłę napędową do poruszania urządzeń młyńskich zastąpiono silnikami elektrycznymi bądź spalinowymi. W latach powojennych, kiedy rozwijał się przemysł, wody rzek były intensywnie pobierane. Do najbardziej wodochłonnych zakładów w zlewni Zagożdżonki należały Zakłady Chemiczne „Pronit" w Pionkach oraz mleczarnia w Kozienicach. Zakłady „Pronit" zlokalizowane były w górnym biegu rzeki, przez co silnie zanieczyszczały jej wody. W dolnym biegu stan wody się poprawiał pod wpływem procesów samooczyszczania (Mojsiejenka 1971). Obecnie wykorzystanie wód nie jest tak intensywne. Zakładami, które mogą oddziaływać na zmianę parametrów fizyczno-chemicznych wód rzecznych w ich biegu, są głównie oczyszczalnie ścieków. Zagożdżonka, zwłaszcza w dolnym biegu, przepływa przez tereny rolnicze położone w szerokiej Dolinie Środkowej Wisły. Są to obszary uprawy przede wszystkim warzyw, których produkcja jest wodochłonna. Zatem wody Zagożdżonki i innych cieków przepływających przez takie tereny są wykorzystywane do nawadniania upraw.

Zbiorniki wodne, które zbudowane były jako stawy młyńskie, a po zaprzestaniu ich eksploatacji do takich celów nie zostały zlikwidowane, są dziś wykorzystywane dla potrzeb rekreacji i wypoczynku. Piaszczyste brzegi takich obiektów przekształcono w plaże, przy których zlokalizowane są kąpieliska. Obiekty takie są również chętnie wykorzystywane przez wędkarzy. Infrastruktura techniczna wpisuje się w krajobraz zlewni (fot. 1B), a zbiorniki pełnią ważne funkcje retencyjne. Podobnie jest z obiektami naturalnymi, czego bardzo dobrym przykładem jest Jezioro Kozienickie, którego misę tworzy odcięty w X w. paleomeander Wisły (Plit 2016). Znajduje się tam jedyne w powiecie kozienickim strzeżone kąpielisko oraz molo, z którego latem korzystają mieszkańcy okolicznych miejscowości (fot. 1E). Funkcjonowanie jeziora było podstawą do lokalizacji nad nim ośrodka wypoczynkowego Kozienickiego Centrum Rekreacji i Sportu.

Obszar analizowanej zlewni Zagożdżonki znajduje się częściowo w granicach powołanego w 1983 r. Kozienickiego Parku Krajobrazowego (Zielony 1997). Istnieje tu kilka rezerwatów przyrody, w których wytyczono ścieżki dydaktyczne i szlaki turystyczne piesze i rowerowe. Przykładem może być Rezerwat „Krępiec" na północny zachód od Garbatki Letnisko, w którym wytyczono ścieżkę edukacyjną o łącznej długości 2,5 km (mazowsze.szlaki.pttk.pl/). Celem ochrony w rezerwacie jest strumień Krępiec i jego zabagniona dolina, położona w obniżeniu międzywydmowym. W dolinie Zagożdżonki ochroną objęto zespół źródeł przykorytowych i występujące tam torfowiska, tworząc Rezerwat „Królewskie Źródła". Wytyczone zostały ścieżki piesze, które dzięki specjalistycznej infrastrukturze



Fot. 1. Obiekty wodne zlewni Zagożdżonki. A – dolny bieg Zagożdżonki, B – dawna infrastruktura hydrotechniczna, C – Kanał Gniewoszowsko-Kozienicki, D – rów melioracyjny systemu Rusin, E – molo na Jeziorze Kozienickim, F – Park Miejski w Kozienicach z repliką mostu pontonowego Jagiełły

(kładki, wiaty, tarasy widokowe) umożliwiają turystom eksplorację jego walorów. Duże zainteresowanie zlewnią Zagożdżonki jako obszarem rekreacyjnym podyktowane jest charakterystycznym, malowniczym wkomponowaniem rzeki w krajobraz (fot. 1A).

Podsumowanie

Prowadzone w ostatnich 200 latach prace hydrotechniczne zmieniły znacząco środowisko przyrodnicze badanego obszaru zlewni Zagożdżonki, a zwłaszcza układ sieci hydrograficznej. Budowa rowów drenujących wpłynęła nie tylko na osuszanie obszarów podmokłych, ale również na jakość wód rzecznych. Wody prowadzone rowami i odwadniające obszary rolne często są bardzo żyzne, o czym świadczyć może występująca tam bujna roślinność. Po dawnych młynach wodnych nie ma żadnych śladów, jedynie w kilku miejscach pozostały stawy młyńskie, obecnie wykorzystywane do innych celów, np. rekreacyjnych. Powstały tam niewielkie kąpieliska, chętnie wykorzystywane w porze letniej. Dodatkowo pełnią one ważne funkcje retencyjne, co jest obecnie szczególnie ważne ze względu na malejące zasoby wodne. Analiza wykazała, że zmniejszyła się powierzchnia stawów. Przynajmniej częściowe odbudowanie takich obiektów pozwoliłoby na zwiększenie zdolności retencyjnych w zlewni Zagożdżonki.

Największe zmiany hydrograficzne wywołane były budową wałów przeciwpowodziowych czy rowów drenujących wodę z obszarów podmokłych. Budowa obwałowań oddziaływała na zmiany przebiegu działu wodnego, co wiązało się ze zmianą powierzchni zlewni. Silnie rozbudowana infrastruktura systemów odwadniających mokradła wpłynęła na zmiany środowiska przyrodniczego. Na osuszonych obszarach często pojawiały się uprawy rolne, co silnie oddziałuje na żyzność wód prowadzonych kanałami, a na co wskazuje roślinność w nich występująca.

Po upadku części zakładów przemysłowych zmniejszyło się zapotrzebowanie na wody prowadzone przez Zagożdżonkę i jej dopływy. Wzrasta jednak ich wykorzystanie do produkcji rolniczej, zwłaszcza podczas coraz częściej występujących susz. Dostępność nowoczesnego sprzętu nawadniającego daje możliwości poboru dość dużych ilości wody na potrzeby agrarne, zwłaszcza w dolnym odcinku rzeki, gdzie jej zasobność w wodę jest największa.

Zlewnia Zagożdżonki to bardzo atrakcyjne miejsce dla turystyki i rekreacji na Mazowszu. Na jej obszarze powstało wiele szlaków pieszych i rowerowych. Położony w Kozienickim Parku Krajobrazowym Rezerwat „Królewskie Źródła" jest odwiedzany przez dużą liczbę turystów, podobnie Rezerwat „Krępiec" w miejscowości Garbatka Letnisko, a Jezioro Kozienickie jest głównym miejscem, gdzie odpoczywają mieszkańcy miasta i okolic.

Literatura

Affek A., 2012, Kalibracja map historycznych z zastosowaniem GIS. Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego, 16: 48–62.

Bartnik A., Bartnik D., 2017, Rozmieszczenie młynów wodnych na obszarze Łodzi w świetle wykorzystanych historycznych źródeł kartograficznych, Z Dziejów Kartografii, 21: 11–40.

Brykała D., 2005, Rekonstrukcja retencji zbiornikowej zlewni Skrwy Lewej w ciągu ostatnich 200 lat, Przegląd Geograficzny, 77, 1: 69–89.
Chlost I., 2010, Kartograficzny zapis zmian sieci wodnej Niziny Gardnieńsko-Łebskiej w okresie XIX i XX wieku, Studia i Prace z Geografii i Geologii, 9: 17–32.
Chrabąszcz M., Kalicki T., Przepióra P., Frączek, 2017, Zmiany koryta dolnej i środkowej Wiernej Rzeki od XVIII wieku, Acta Universitatis Londziensis, Folia Geographica Physica, 16: 5–13.
Cieśliński R., Ruman M., Machowski R., Gołębiewska E., 2009, Wpływ działalności człowieka na zmiany sieci hydrograficznej w zlewni rzeki Płutnicy (zlewisko Zatoki Puckiej), [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 199–209.
Jokiel P., Marszelewski W., Pociask-Karteczka J. (red.) 2017, Hydrologia Polski, PWN, Warszawa.
Kaniecki 1995, Sieć wodna Poznania i jej przemiany w czasach Królestwa Polskiego, Wody Powierzchniowe Poznania. Wyd. Sorus, Poznań, s. 26–41.
Kondracki J., 2014, Geografia regionalna Polski, PWN, Warszawa.
Kultys K., 2018, Zmiany powierzchni mokradeł na obszarze gminy Kozienice w świetle materiałów archiwalnych, XVII Konferencja Studenckich i Doktoranckich Kół Naukowych, Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczo-Humanistycznego w Siedlcach, s. 399–408.
Kuna J., 2014, Zmiany znaków na XX-wiecznych mapach topograficznych w skali 1:100 000, Polski Przegląd Kartograficzny, 46, 1: 47–61.
Mojsiejenka A., 1971, Środowisko przyrodnicze województwa kieleckiego i jego ochrona, Wojewódzka Pracownia Planów Regionalnych przy WKPG, Kielce.
Nita J., Myga-Piątek U., 2012, Rola GIS w ocenie historycznych opracowań kartograficznych na przykładzie Wyżyny Częstochowskiej, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego 16: 116–135.
Panecki T., 2015, Porównanie zakresu i metod ujęcia treści na mapach topograficznych ziem zaboru rosyjskiego z przełomu XIX i XX wieku, Polski Przegląd Kartograficzny, tom 47, nr 1, s. 47–65.
Plit J., 2016, Krajobrazy kulturowe Polski i ich przemiany, Prace Geograficzne, 253.
Prarat M., Brykała D., 2018, Rekonstrukcja rozmieszczenia młynów łodnych na Drwęcy na pomorskim odcinku Wisły w pierwszej połowie XIX w., Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego, 40(2): 71–89.
Przepióra P., Kalicki T., 2018, Zmiany koryta Kamionki (Płaskowyż Suchedniowski) na odcinku Ostojów–Rejów od XVIII wieku w oparciu o archiwalne materiały kartograficzne, Acta Universitatis Londziensis, Folia Geographica Physica, 17: 25–32.
Rybczyński M., 1931, Sprawozdania i prace Polskiego Komitetu Energetycznego, Biuletyn Comitete Plonais De L'Energie, V, 17–20.
Solon J. i in. 2018, Physico-geographical meso regions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporaryspatial data, Geographia Polonica, 91: 144–169.
Śmielak Ł., 2008, Charakterystyka zmian przebiegu koryta rzeki Słupi w granicach miasta Słupsk – ujęcie historyczne przy wykorzystaniu narzędzi GIS, Problemy Ekologii Krajobrazu, 22: 279–284.
Zielony R. (red.), Lasy Puszczy Kozienickiej. Monografia przyrodnicza, Wydawnictwo SGGW, Warszawa.

Źródła internetowe

dane.gov.pl/dataset/869/resource/18194/table (dostęp: 29.04.2020).
geoforum.pl/news/25816/opublikowano-nowe-granice-regionow-geograficznych?fbclid=IwAR2U_Cc3W5xQFlaa48iX_yMPfT-YBs-CclAkWsa9_yf_rrgLFOmZtaiB0D4 (dostęp: 10.01.2020).
igrek.amzp.pl (dostęp: 28.12.2019 r.).
lgdkozienice.pl/znani-nieznani/maria-curie-sklodowska/ (dostęp: 10.04.2020).
www.garbatkaletnisko.pl/informacje,historia_garbatki_letnisko,31,1.html (dostęp: 15.04.2020).
www.geoportal.gov.pl/ (dostęp: 29.04.2020).
https://mazowsze.szlaki.pttk.pl/422-pttk-mazowsze-rezerwat-krepiec (dostęp: 20.04.2020).

Kamil Kultys, Jagoda Ziewiec, Ewelina Kruszczyńska

Propozycja wykorzystania obiektów wodnych w nauczaniu geografii – zajęcia terenowe na Roztoczu Środkowym

Zarys treści: Roztocze Środkowe jest obszarem o bogatych walorach przyrodniczych i kulturowych. Pod względem geograficznym również jest bardzo urozmaicone, co sprzyja możliwości przeprowadzania tam zajęć terenowych. Istniejąca infrastruktura (ścieżki dydaktyczne, baza noclegowa i gastronomiczna) pozwala na zorganizowanie takich zajęć. Mezoregion ten jest znacznie wyniesiony nad obszary przyległe. Jego kulminacjami biegnie ważny dział wodny rozdzielający zlewnie Wisły i Bugu.

W artykule scharakteryzowano środowisko przyrodnicze i kulturowe Roztocza Środkowego w kontekście wykorzystania go w dydaktyce geografii. Przedstawiono propozycje prowadzenia zajęć w terenie z zakresu hydrologii. Zaproponowano różne typy zajęć: wycieczki, ćwiczenia terenowe, warsztaty oraz zajęcia na ścieżkach dydaktycznych. Pokazano, w jaki sposób Roztocze Środkowe może być obszarem do wykorzystania w nauczaniu hydrologii i zagadnień z nią związanych.

Słowa kluczowe: obiekty wodne, dydaktyka geografii, zajęcia terenowe, Roztocze Środkowe

Wstęp

W dydaktyce przedmiotów przyrodniczych duże znaczenie w nauczaniu młodzieży ma prezentowanie wybranych zjawisk naturalnych w praktyce. Zadanie to ułatwia prowadzenie zajęć w terenie i jednocześnie wpływa na pełniejsze zrozumienie funkcjonowania środowiska przyrodniczego (Braun, Osowiec 2010, Roland 2015). Zajęcia takie prowadzić można w zróżnicowanych formach i dla różnych grup wiekowych. Mogą to być lekcje poruszające jeden temat, ćwiczenia terenowe, warsztaty terenowe czy wycieczki, podczas których realizowane zagadnienia dotyczą różnych dziedzin. Te formy zajęć, a zwłaszcza wycieczki, organizowane

KK, JZ, EK – Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin
e-mail: kamilkultys8@o2.pl; jagodaz111@gmail.pl; ewelina.kruszczynska@gmail.com

mogą być w ramach wszystkich przedmiotów szkolnych, jednak najczęściej stosuje się je w nauczaniu przedmiotów przyrodniczych, w szczególności geografii i biologii (Suchodolski 1976). Dzięki takim formom zajęć uczeń ma możliwość przeżywania i podejścia do omawianej tematyki bardziej emocjonalnie. Jest to najlepszy sposób poznawania świata przyrody ze względu na bliski, realny kontakt z rzeczywistością (Półturzycki 1997). Pozwala na pełniejsze poznanie funkcjonowania środowiska przyrodniczego (Piskorz 1995). Podczas obserwacji w terenie w umyśle dziecka uruchamiane są złożone procesy percepcyjne, które ułatwiają mu zrozumienie pewnych zjawisk i trwalsze ich zapamiętanie (Wojtanowicz, Szczęsna 2017).

Studenci Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie od kilku lat organizują dydaktyczne warsztaty terenowe skierowane do młodzieży szkół ponadpodstawowych. Zajęcia te prowadzone są na Roztoczu Środkowym i dotyczą zagadnień geograficznych. Najczęściej poruszaną tematyką są uwarunkowania geologiczne i rzeźba terenu oraz zagadnienia hydrologiczne i meteorologiczne Roztocza Środkowego. Dotychczasowa aktywność studencka i duże zainteresowanie młodzieży szkolnej tą ofertą dały podstawy do wykonania bardziej rozbudowanej analizy możliwości wykorzystania obiektów wodnych na Roztoczu Środkowym w dydaktyce geografii. Wyniki tej analizy zaprezentowano w tym artykule.

Cel pracy

Celem analizy jest przedstawienie możliwości wykorzystania obiektów wodnych Roztocza Środkowego w dydaktyce geografii. Pozwoli to w przyszłości na poszerzenie oferty o zagadnienia krenologiczne, hydrogeologiczne, a także warunki topoklimatyczne doliny rzecznej. W trakcie dotychczas prowadzonych warsztatów uczniowie zapoznawali się z funkcjonowaniem środowiska przyrodniczego, ze szczególnym uwzględnieniem zlewni rzecznej. Warsztaty terenowe z wykorzystaniem nowoczesnych technik pomiarowych dają możliwość zapoznania młodzieży z sposobami stosowanymi we współczesnych badaniach hydrologicznych, m.in. pomiarami fizyczno-chemicznymi wód, metodami pomiaru natężenia przepływu czy zagadnieniami związanymi z działalnością geomorfologiczną rzek. Zajęcia terenowe prowadzone są przez studentów geografii UMCS, co pozytywnie wpływa na ich rozwój osobisty w zakresie szeroko rozumianej dydaktyki geografii. Poszerzenie terenowej oferty dydaktycznej przynosi korzyści w kształceniu młodzieży szkolnej oraz w zdobywaniu wiedzy i doświadczenia przez studentów.

Charakterystyka obszaru

Roztocze jest pasem wzniesień, znacznie wyniesionym ponad obszary przyległe. Ciągnie się na długości 185 km od Polichny koło Kraśnika do Dawidowa w okolicach Lwowa i charakteryzuje się zróżnicowaną szerokością od kilkunastu do 20 km (Buraczyński 1997, 2013, Brzezińska-Wójcik i in. 2016). W jego skład wchodzą trzy mezoregiony: Roztocze Zachodnie (Gorajskie), Roztocze Środkowe (Tomaszowskie) i Roztocze Wschodnie (Rawskie) (Kondracki 2014, Solon i in. 2018) (ryc. 1). Roztocze Środkowe jest poligonem badawczym i dydaktycznym studentów Wydziału NoZiGP UMCS. Ma powierzchnię 1114,3 km^2, szerokość kilkunastu kilometrów, długość 62,4 km i sąsiaduje z 7 mezoregionami fizycznogeograficznymi (ryc. 1).

Ryc. 1. Roztocze Środkowe na tle podziału fizycznogeograficznego Polski
Źródło: Solon i in. (2018, geoforum.pl/news).

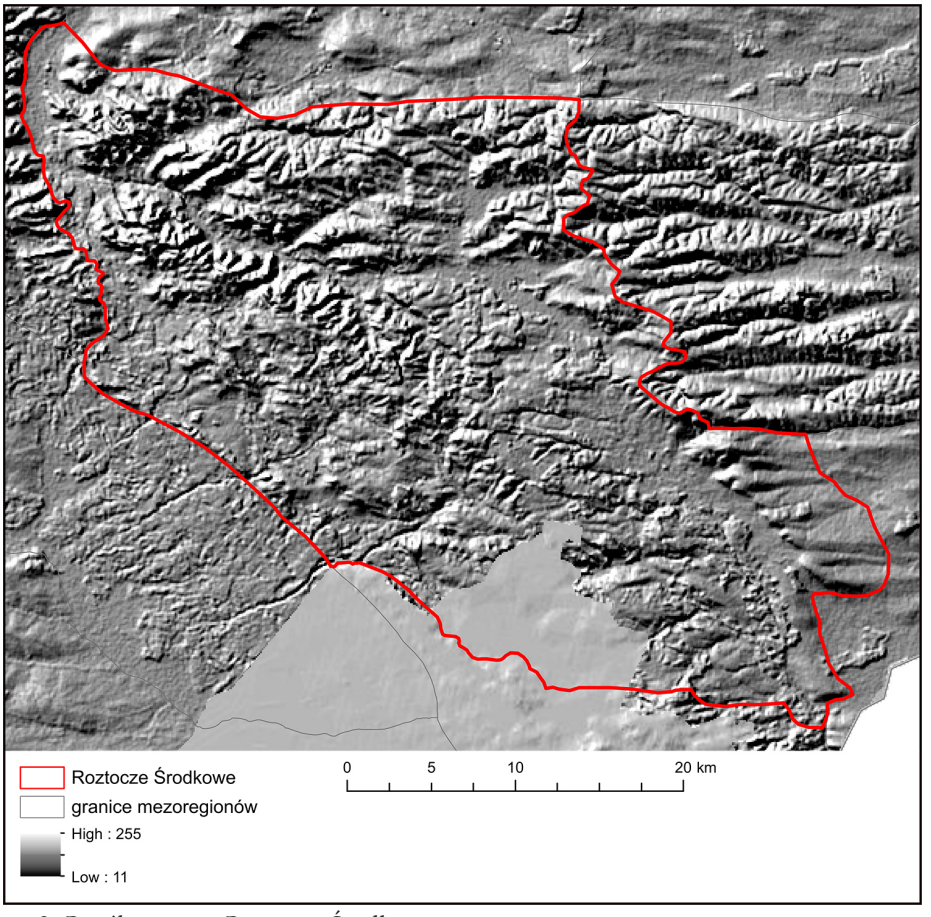
Warunki terenowe i klimatyczne obiegu wody

Trzon Roztocza budują odporne skały wapienno-krzemionkowe: gezy, opoki i opoki margliste. Seria ta powstała w górnokredowym morzu z odkładanych w nim skorup fauny morskiej, a jej grubość przekracza 1000 m. Na wyjątkowe uwarunkowania tektoniczne regionu wpłynęło jego położenie na pograniczu dwu ważnych jednostek strukturalnych: prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej i paleozoicznych struktur orogenicznych Europy (Brzezińska-Wójcik, Harasimiuk 2009). Struktury te rozdziela europejska strefa tektoniczna Teisseyre'a-Tornquista (Żelichowski 1972), a dynamika zjawisk tektonicznych w niej zachodzących wpłynęła na wytworzenie indywidualnych cech regionu (Reszel, Grądziel 2015). W paleocenie Roztocze zostało wyniesione ponad poziom morza i stało się częścią wału metakarpackiego (Brzezińska-Wójcik, Kociuba 2001), co wpłynęło na uruchomienie intensywnej erozji na tym obszarze. Powierzchnia wierzchowinowa Roztocza Środkowego pokryta została lądolodem podczas zlodowacenia Sanu (krakowskiego). Kolejne procesy erozyjne tam zachodzące w późnym glacjale i holocenie sprawiły, że osady te zostały przemodelowane, głównie przez procesy eoliczne silnie działające w vistulianie (Buraczyński 1984), i obecnie występują w postaci piasków zwydmionych i płatów lessu. Na szczególną uwagę, zwłaszcza w dydaktyce geografii, zasługuje fakt, że Roztocze jest

obszarem ciągle aktywnym tektonicznie. Wypiętrza się ono średnio 1 mm/rok (Wyrzykowski 1971, Kowalski, Liszkowski 1972), co sprzyja powstawaniu ciekawych zjawisk geomorfologicznych i hydrologicznych w postaci progów skalnych, m.in. w dolinie Tanwi (Brzezińska-Wójcik 1997).

Rzeźba Roztocza kształtowana była od neogenu, kiedy to obszar ten został wydźwignięty nad przyległe tereny. Wyróżnia się występowaniem płaskich wierzchowin (Sawicki, Golian 2010) poprzecinanych dolinami rzecznymi i suchymi dolinkami erozyjno-denudacyjnymi oraz wąwozami (ryc. 2). W miejscach zalegania odporniejszych skał wapiennych i krzemionkowych występują kulminacje, z których największe to Kamień (348 m n.p.m.), Hołda (323 m n.p.m.) i wzgórze Wapielnia (387 m n.p.m.) (Sawicki, Golian 2010, Kondracki 2014).

Uwarunkowania geologiczno-tektoniczne i znaczne wyniesienie Roztocza wpłynęły na jego ogromne znaczenie w obiegu wód. Ze względu na górowanie wału Roztocza nad otaczającymi terenami, jest ono ważnym regionem



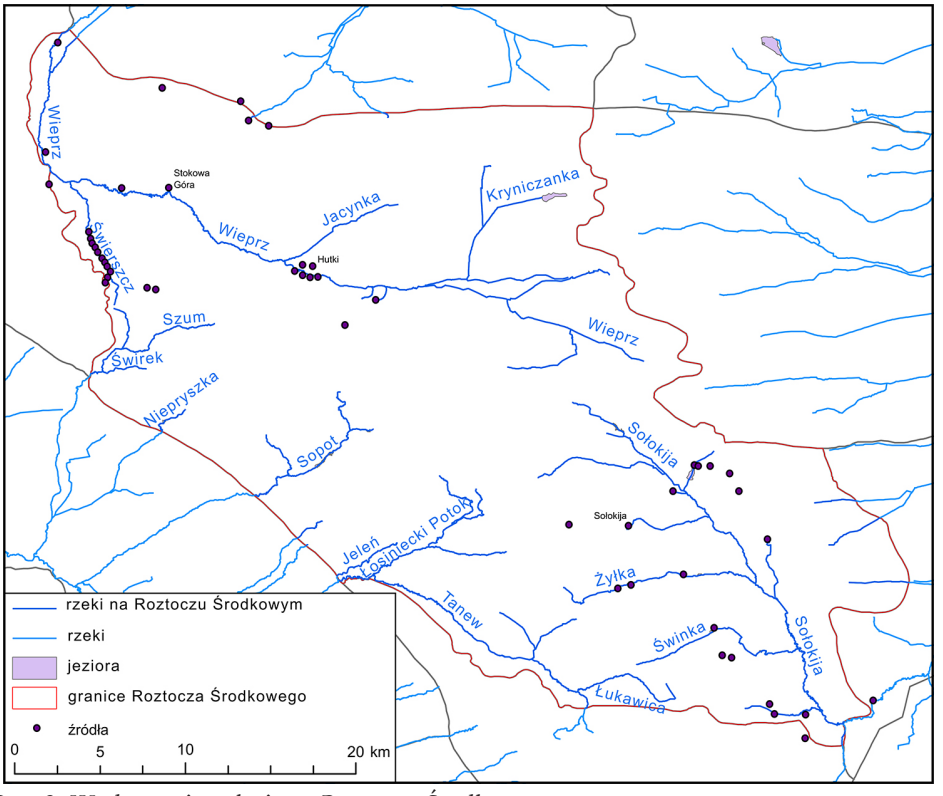
Ryc. 2. Rzeźba terenu Roztocza Środkowego
Źródło: numeryczny model terenu, mapy.geoportal.gov.pl/imap/, Solon i in. (2018), geoforum.pl/news.

hydrograficznym – jego kulminacjami biegnie dział wodny II rzędu, oddzielający zlewnie Sanny, Wieprza, Sanu i Bugu (Michalczyk 1997). Na warunki występowania i obiegu wody mają wpływ cechy środowiska przyrodniczego Roztocza, przede wszystkim klimat, budowa geologiczna i tektonika oraz rzeźba terenu (Michalczyk, Wilgat 1998).

Pierwszy poziom wodonośny w skałach Roztocza Środkowego ma charakter porowo-szczelinowy. Wody te krążą w utworach górnokredowych (gezach, marglach, opokach i opokach marglistych). Skały o składzie wapienno-krzemionkowym nadają wodom w nich krążącym szczególne właściwości chemiczne.

Roztocze Środkowe obfituje w źródła, ich obszarem zasilania są utwory górnokredowe, głównie margle, opoki i gezy (Michalczyk 2001, Jokiel i in. 2017). Źródła na Roztoczu Środkowym są przede wszystkim o założeniach tektoniczno-szczelinowych i funkcjonują całorocznie, a niektóre okresowo. Do najwydajniejszych należą wypływy w Hutkach i Stokowej Górze w zlewni górnego Wieprza, a także w Sołokijach w zlewni Sołokiji (Michalczyk 1996, Jokiel i in. 2017).

Liczne źródła dają początek rzekom lub zasilają je (Michalczyk 2001). Wypływają tam m.in.: Wieprz, Świnka, Wieprzec, Sołokija (ryc. 3). Łączna długość



Ryc. 3. Wody powierzchniowe Roztocza Środkowego
Źródło: Komputerowa Mapa Hydrograficzna, Polski https://dane.gov.pl/dataset, Solon i in. (2018), geoforum.pl/news, Michalczyk (1996).

rzek regionu wynosi 363,74 km, a gęstość sieci rzecznej 0,33 km/km^2. Występują również torfowiska wysokie, głównie w misach deflacyjnych (np. Hamernia), a także niskie, wypełniające starorzecza (np. paleomeandry w pradolinie Wieprza w Guciowie).

Według podziału na strefy termiczne opracowane przez Warakomskiego (1994) obszar badań przynależy do jednostki klimatycznej Wyżyn Środkowych. Najczęściej napływają tu masy powietrzne polarnomorskie oraz polarnokontynentalne. Okres wegetacyjny trwa średnio 203 dni. Najchłodniejszym miesiącem jest styczeń ze średnią temperaturą –5°C, a najcieplejszym lipiec 17°C (Ziemińska-Smyk 2006). Suma opadów atmosferycznych rośnie w kierunku ze wschodu na zachód, o czym świadczą wartości z poszczególnych stacji pomiarowych: 607 mm w Tomaszowie Lubelskim, 640 mm w Majdanie Wielkim koło Krasnobrodu oraz 692 mm w Zwierzyńcu (Rodzik, Rodzoś 2001). Średnia roczna suma opadów na Roztoczu wynosi 710 mm i jest o 100 mm wyższa niż na terenach sąsiadujących (Warakomski 1994). Obszar ten charakteryzują wysokie wartości usłonecznienia, np. w Krasnobrodzie średnie roczne usłonecznienie rzeczywiste wynosi 1563 godziny (Brzezińska-Wójcik, Skowronek 2009).

Rys kulturowy

Ze względu na specyficzne i miejscami dość trudne dla rozwoju rolnictwa warunki naturalne, Roztocze Środkowe było od wieków obszarem o krajobrazie rolniczo-leśnym. Przeważają małe gospodarstwa rolne i liczne wsie wkomponowane w krajobraz, położone często w dolinach rzecznych. Jest to dowód na zależności między warunkami przyrodniczymi i gospodarką człowieka (Brzezińska-Wójcik, Świeca 2016). Duże rozproszenie małych miejscowości na Roztoczu wpłynęło pozytywnie na zachowanie tradycyjnej dla tego regionu zabudowy zagrodowej. Jednym z elementów kultury są liczne i ciągle czynne studnie kopane. Mimo że już coraz rzadziej są użytkowane przez mieszkańców, często są utrzymywane jako źródło wody w razie awarii sieci wodociągowej i zaopatrują wodociągi zagrodowe. Na uwagę zasługuje również fakt dawnego wykorzystania gospodarczego wód płynących. Na Roztoczu Środkowym w XIX i XX w. funkcjonowało wiele młynów napędzanych energią rzek. Budynki młynów (często w ruinie) pozostały do czasów współczesnych, mogą one być pewnego rodzaju atrakcją turystyczną dla osób odwiedzających region. Obiekty te są czasami adaptowane na lokale usługowe. Bardzo dobrym przykładem jest dawny młyn na Wieprzu w miejscowości Bondyrz, w którym obecnie znajduje się restauracja. W okolicach Józefowa, nad rzeką Sopot, od XVII w. funkcjonowała papiernia Ordynacji Zamojskiej (Krąpiec i in. 2012). Niszczona przez liczne wezbrania Szumu zaprzestała działalności pod koniec XIX w. Obecnie w okolicach ruin budynków papierni wytyczono ścieżkę pieszą, którą często wykorzystują wycieczki szkolne oraz turyści indywidualni.

Na szczególną uwagę zasługuje tradycja religijna ludności roztoczańskiej. Region ten słynie z dużej liczby kapliczek (Kondraciuk 2013) budowanych przez

mieszkańców w podziękowaniu za dobrobyt bądź z prośbą o ocalenie przed zagładą. Częstym miejscem ich lokalizacji były źródła i rzeki, a wodzie wypływającej ze źródeł przypisywano właściwości lecznicze (Sawicki, Golian 2010).

W ostatnich latach na Roztoczu Środkowym bardzo dobrze rozwija się turystyka. Region ten ma szeroko rozbudowaną sieć szlaków turystycznych pieszych, rowerowych czy kajakowych (Brzezińska-Wójcik 2017). Wykorzystywane są również walory kulturowe, takie jak mozaika krajobrazowa pól i lasów, kapliczki przydrożne oraz umieszczone na wodzie.

Formy ochrony przyrody na Roztoczu Środkowym

Ochrona przyrody na Roztoczu Środkowym ma dość długie tradycje i związana jest z gospodarką Ordynacji Zamojskiej. Jej zarządcy podjęli decyzję o ochronie części okolicznych lasów przed wycinką w celu zachowania naturalnego siedliska zwierzyny łownej. Pierwszy prawnie ustanowiony rezerwat Bukowa Góra utworzono w 1934 r. w celu ochrony typowych siedlisk buczyny karpackiej.

Stworzenie i funkcjonowanie od czasów międzywojennych rezerwatów przyrody na Roztoczu Środkowym i wyróżniające cechy środowiska dały podstawy do utworzenia tam Roztoczańskiego Parku Narodowego (RPN). Jest on najważniejszą formą ochrony przyrody na terenie Roztocza Środkowego. Utworzono go, by chronić typowe dla tego regionu siedliska leśne borów jodłowych i buczyny. RPN zajmuje obecnie 8482,83 ha, a jego otulina 38 095,8 ha (Reszel, Grądziel 2015). Na terenie parku znajdują się ważne dla Roztocza Środkowego powierzchniowe obiekty wodne. Przepływa przez niego Wieprz, mieści się w nim niemal w całości zlewnia małej rzeki Świerszcz oraz część górnej zlewni Szumu. Bardzo cennymi obiektami hydrogenicznymi chronionymi w parku są zespoły torfowisk, m.in.: Międzyrzeki i Kosobudy. Znajdują się tam również rozlewiska, zbiorniki wodne działające dzięki tamom budowanym przez bobry czy sztucznie wykopane stawy Echo. Roztoczański Park Narodowy ma szeroką ofertę edukacyjną, którą realizuje w Ośrodku Edukacyjno-Muzealnym w Zwierzyńcu i na 9 wytyczonych ścieżkach dydaktycznych o łącznej długości 17,7 km (Reszel, Grądziel 2015).

Na Roztoczu Środkowym wydzielono też kilka obszarów o szczególnych walorach przyrodniczych i kulturowych obejmując je ochroną rezerwatową (tab. 1).

Obiektem międzynarodowej rangi jest Transgraniczny Rezerwat Biosfery Roztocze, powołany w 2019 r. Jego powierzchnia (ok. 372 tys. ha) podzielona jest na 3 strefy: ochronną, buforową i tranzytową/przejściową. Strefa ochronna obejmuje głównie Roztoczański Park Narodowy, którego rolą jest ochrona dziedzictwa przyrodniczego, edukacja przyrodnicza, monitoring oraz badania naukowe (roztoczanskipn.pl/pl/park-na-roztoczu/). Strefa buforowa, w której skład wchodzą parki krajobrazowe, kojarzona jest ze zrównoważonym rozwojem społeczno-ekonomicznym i kulturowym. Strefa tranzytowa/przejściowa to obszar, na którym rozwój społeczno-gospodarczy następuje z poszanowaniem ekosystemu i ludzi. Celem powstania Transgranicznego Rezerwatu Biosfery jest tworzenie relacji

między przyrodą a człowiekiem, a także ochrona różnorodności biologicznej oraz ulepszenie zdolności obserwowania zmian przyrodniczych w obrębie obszaru.

Roztocze Środkowe wyróżnia się spośród regionów otaczających znacznym udziałem obszarów leśnych. Umożliwiło to utworzenie w tym mezoregionie dwóch parków krajobrazowych: Krasnobrodzkiego Parku Krajobrazowego i Parku Krajobrazowego Puszczy Solskiej. Krasnobrodzki Park Krajobrazowy powstał w 1988 r. i zajmuje 9390 ha. Można w nim zobaczyć piękne bory jodłowe, porastające różnorodne formy geomorfologiczne, takie jak wydmy czy wzgórza ostańcowe. W parku występują liczne, podzboczowe źródła: w Hutkach, Husinach i Krasnobrodzie (sites.google.com/site/parkiroztoczaturystykaaktywna/). W około 60% powierzchnia parku zajęta jest przez lasy, w których można spotkać wiele rzadkich i chronionych roślin. Największą rzeką jest Wieprz, a najwyższym wzniesieniem Wapielnia koło Ulowa (385 m n.p.m.) (magiczneroztocze.pl/poznaj-roztocze/rezerwaty-i-parki/;roztocze-agroturystyka.pl/parki-przyrody/). W Krasnobrodzkim Parku Krajobrazowym wytyczono wiele ścieżek dydaktycznych, a jedna z nich, o długości 6,5 km, znajduje się w rezerwacie Święty Roch (lgdnaszeroztocze.pl/sciezka-przyrodnicza). W pobliżu Krasnobrodu wytyczono również szlaki kajakowe (dspace.uni.lodz.pl/).

Tabela 1. Rezerwaty Roztocza Środkowego

Nazwa rezerwatu	Rok utworzenia	Powierzchnia	Walory przyrodnicze	Udostępnienie turystom
Czartowe Pole	1958	63,71 ha	– dolina Sopotu wraz z wodospadami	ścieżka przyrodniczo-dydaktyczna (1,4 km)
Nad Tanwią	1958	ok. 41 ha	– 24 progi skalne zwane szumami – rzadko występujące rośliny – bory sosnowe i torfowiska – doliny rzek: Szum, Tanew i Jeleń	ścieżki przyrodniczo-dydaktyczne, szlak „szumów”
Szum	1958	ok. 19 ha	– doliny rzek: Szum, Tanew i Jeleń – liczne małe wodospady – rzadko występujące rośliny	ścieżka przyrodnicza (ok. 1,5 km)
Święty Roch	1983	202,6 ha	– część naturalnego starodrzewu jodłowo-bukowego – kaplica św. Rocha z wypływami źródlanymi	ścieżka dydaktyczna (6 km)
Transgraniczny Rezerwat Biosfery Roztocze	2019	ok. 372 tys. ha	– zlewnia małej rzeki Świerszcz – siedliska leśne borów jodłowych i buczyny – zespoły torfowisk	9 ścieżek dydaktycznych

Źródło: magiczneroztocze.pl/poznaj-roztocze/rezerwaty-i-parki/, susiec.com.pl/interesting_places/rezerwat-nad-tanwia/, roztoczewita.pl/swiety-roch/.

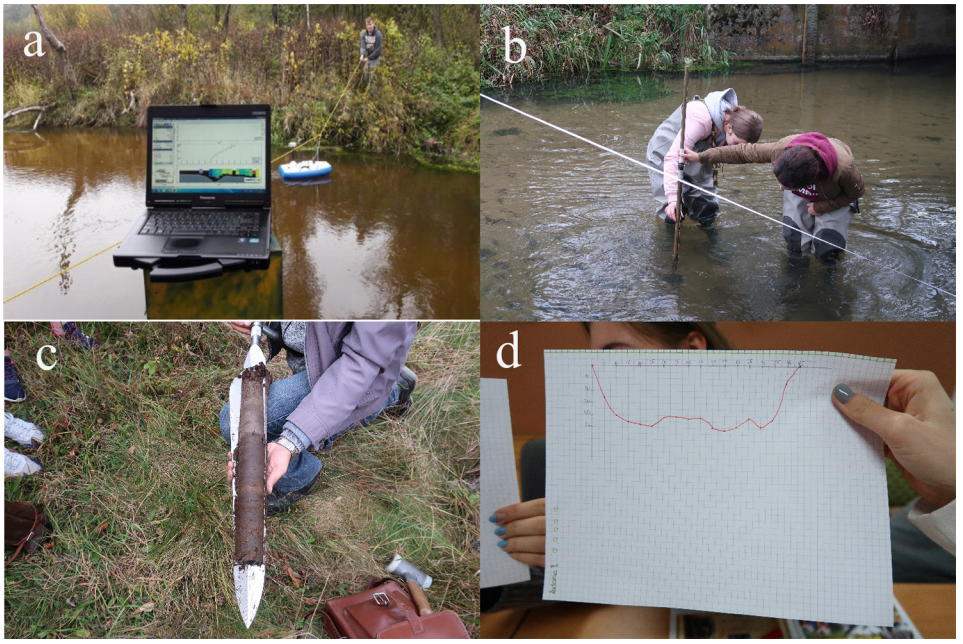
Park Krajobrazowy Puszczy Solskiej, o powierzchni około 29 tys. ha, powstał w 1988 r. Położony jest w dwóch mezoregionach: na Roztoczu Środkowym oraz Równinie Biłgorajskiej. Celem jego utworzenia była ochrona i zachowanie walorów przyrodniczych, historycznych, krajobrazowych i kulturowych obszaru, a przede wszystkim kompleksów leśnych, obejmujących niemalże 86% powierzchni, poprzecinanych dolinami rzek: Jeleń, Potok Łosiniecki, Sopot, Niepryszka, Szumi Tanew (roztocze-agroturystyka.pl/parki-przyrody/park-krajobrazowy-puszczy-solskiej; roztoczewita.pl/park-krajobrazowy-puszczy-solskiej/). W parku jest 9 pomników przyrody ożywionej – pojedyncze drzewa lub grupy drzew, a także 2 pomniki przyrody nieożywionej – źródlisko rzeki Jeleń oraz wodospad na tej rzece. Atrakcje regionu można oglądać, przemieszczając się wzdłuż siedmiu szlaków turystycznych, ścieżki rowerowej oraz dwóch ścieżek przyrodniczo-dydaktycznych w rezerwatach Nad Tanwią o długości 3 km (roztocze-agroturystyka.pl/rezerwaty-przyrody/) i Czartowe Pole o długości 1,4 km (roztoczewita.pl/sciezka-przyrodnicza-w-rezerwacie-czartowe-pole/).

Formy zajęć w terenie

Funkcjonowanie szkół, w tym prowadzenie wszelkich zajęć dydaktycznych dla uczniów, regulowane jest przez ustawę z dnia 14 grudnia 2016 r. Prawo oświatowe (Dz.U. 2017, poz. 59). Zawarte w niej zasady dają możliwości, a nawet zachęcają do prowadzenia pewnej części zajęć w terenie. Dotyczy to głównie przedmiotów przyrodniczych, w szczególności geografii, ale także fizyki czy biologii. Zgodnie z nową podstawą programową zarówno w szkole podstawowej, jak i ponadpodstawowej przewiduje się realizację w terenie pewnej części zagadnień w ramach przedmiotu geografia. Wynika to z tego, że obecnie głównym celem jest przygotowanie młodzieży do sprawnego funkcjonowania w środowisku przyrodniczym, co możliwe jest poprzez jego jak najpełniejsze zrozumienie. Warunkiem jest prowadzenie części zajęć w miejscu zachodzących w środowisku procesów. Ze względu na cele i sposób organizacji pracy ucznia wyróżnić można takie formy zajęć, jak: wycieczki, ćwiczenia terenowe, zajęcia na ścieżkach dydaktycznych oraz warsztaty dydaktyczne (Rodzik, Rodzoś 2001).

Przebieg warsztatów prowadzonych przez studentów WNoZiGP

Studenci geografii UMCS dotychczas oferowali ogólnogeograficzne warsztaty terenowe prowadzone na Roztoczu w okolicy miejscowości Guciów oraz we wsi Huta Różaniecka. Zajęcia te cieszyły się dużą popularnością i uczniowie szkół średnich chętnie brali w nich udział. Jednym z elementów przedstawianych podczas warsztatów były zagadnienia hydrologiczne. Treści te obejmowały pomiar natężenia przepływu wody w rzece oraz działalność geomorfologiczną wód płynących. Na



Fot. 1. Badania terenowe podczas warsztatów w październiku 2019 r. a – pomiar przepływu za pomocą sondy ADCP, b – pomiar natężenia przepływu przepływomierzem elektromagnetycznym, c – pobór monolitu torfowego z paleomeandru, d – obliczanie natężenia przepływu podczas prac kameralnych
Źródło: archiwum prywatne J. Ziewiec, K. Kultys.

zajęciach wykorzystywano nowoczesny sprzęt współcześnie stosowany w badaniach prowadzonych przez Katedrę Hydrologii i Klimatologii UMCS. Pomiar natężenia przepływu wody wykonywano kilkoma metodami: za pomocą sondy ADCP (fot. 1a), przepływomierza elektromagnetycznego (fot. 1b) oraz metodą pływakową. Na warsztatach terenowych omawiano również zagadnienia geomorfologiczne na przykładzie odciętych meandrów rzeki, w których odkłada się torf (fot. 1c). Uczniowie uczyli się też określania podstawowych elementów morfologicznych koryta rzecznego, takich jak bystrze, ploso, kocioł eworsyjny, ripplemarki. Pod koniec zajęć prezentowali wyniki badań prowadzonych w terenie i ich analiz podczas prac kameralnych (fot. 1d), umieszczając je na dodatkowo wykonanych plakatach.

Propozycja wykorzystania obiektów hydrograficznych w dydaktyce geografii

Specyficzne walory przyrodnicze i ich różnorodność na Roztoczu Środkowym dały podstawy do zaproponowania większego zakresu ich wykorzystania w dydaktyce geografii. Szczególną uwagę zwrócono na zagadnienia hydrologiczne oraz

aspekty z nimi powiązane. Elementy wodne występujące na Roztoczu Środkowym dają podstawy do prowadzenia tam różnych form zajęć terenowych, takich jak: wycieczki, ćwiczenia terenowe, zajęcia na ścieżkach dydaktycznych oraz warsztaty terenowe.

Wycieczki

Wycieczki są formą zajęć, podczas których realizować można szeroki zakres zagadnień merytorycznych, najczęściej z kilku przedmiotów. Zagadnienia hydrologiczne mogą być jednym z ważniejszych elementów poruszanych na wycieczkach, które organizowane są na Roztoczu Środkowym. W ostatnich latach rozwija się tu turystyka kajakowa. Spływy kajakowe rzekami Wieprz i Tanew dają duże możliwości prezentowania treści przyrodniczych. Taka forma zajęć sprzyja omawianiu zagadnień związanych głównie z działalnością geomorfologiczną rzek. Podczas prowadzonych obserwacji młodzież szkolna poznawać może podstawowe mechanizmy funkcjonowania koryta rzecznego i jego elementy. W trakcie wycieczek warto również zwrócić uwagę młodzieży na aspekty kulturowe i wpisane w nie obiekty wodne. Od zawsze woda, a w szczególności źródła, kojarzona była z początkiem i życiem, dlatego takie naturalne wypływy uznawano za miejsca święte i wierzono w nadzwyczajne ich moce. Dowodami, które za tym przemawiają, są kapliczki budowane na wodzie lub w pobliżu źródeł. Na trasie spływu Wieprzem takie obiekty są licznie reprezentowane.

Na uwagę zasługuje też sposób wykorzystania rzek, który w trakcie dziejów zmieniał swój charakter. Dawniej ludność starała się gospodarować energią wód płynących, którą napędzano mechanizmy budowanych w pobliżu młynów, kuźnic czy tartaków. Ruiny takich obiektów ciągle znajdują się na trasach spływów na omawianych terenie bądź zostały one wykorzystane do celów turystycznych. Podczas spływów Wieprzem na trasie Kaczórki–Guciów młodzież ma możliwość obserwowania zarówno wspomnianych ruin, jak i budynków zaadaptowanych na inne cele. Rzeka jest także ważnym elementem krajobrazu. Podczas spływów kajakowych możliwe jest wykonanie oceny atrakcyjności turystycznej jej doliny z użyciem krzywej wrażeń Kazimierza Wejcherta (Adamiec 2008). Jest to prosta metoda, która polega na subiektywnym przyznawaniu punktów za atrakcyjność krajobrazu w wybranym interwale przestrzennym i bardzo dobrze sprawdza się w prowadzeniu zajęć w terenie.

Ćwiczenia terenowe

Ćwiczenia terenowe są formą zajęć, która daje możliwości utrwalania pewnych umiejętności lub technik pracy. Można je wykorzystywać do określania przez uczniów wybranych parametrów rzek: typu przepływu wody, natężenia

przepływu, określenia form korytowych. Parametry te ustalane są na podstawie prowadzonej przez uczniów obserwacji czy wykonywanego pomiaru. Ćwiczenia terenowe są odpowiednie do utrwalania najczęściej jednego, wybranego zagadnienia i trwają przeważnie jeden dzień, lecz mogą być też dłuższe.

Zajęcia na ścieżkach dydaktycznych

Jedną z ciekawszych form zajęć w terenie umożliwiających nauczanie geografii są lekcje na ścieżkach dydaktycznych, które są bardzo dobrym elementem infrastruktury turystycznej. Intensywny rozwój turystyki na Roztoczu Środkowym umożliwia prowadzenie tego typu zajęć. Najwięcej ścieżek pieszych i specjalistycznych ścieżek edukacyjnych wytyczono w Roztoczańskim Parku Narodowym. Umożliwiają one poznawanie specyficznych walorów przyrodniczych i kulturowych (Reszel, Grądziel 2015).

Jedną z wielu ścieżek turystycznych wytyczonych na Roztoczu Środkowym, na którą należy zwrócić szczególną uwagę ze względu na różnorodne treści, jakie można poruszać podczas jej pokonywania, jest szlak pieszy w rezerwacie Czartowe Pole. Ścieżka wytyczona jest w zlewni Sopotu. Podczas przejścia nią możliwe jest przedstawianie młodzieży działalności geomorfologicznej rzek (widoczna jest erozja korytowa), a dolina rzeki jest głęboko wcięta w utworach piaszczystych. Przy trasie pozostały ruiny papierni Ordynacji Zamojskiej i jest to bardzo dobre miejsce do omówienia zagadnień związanych z gospodarczym wykorzystaniem wód na tym terenie.

Ścieżka piesza wytyczona w rezerwacie Szumy nad Tanwią umożliwia poruszanie treści dotyczących tektoniki wału Roztocza i jej wpływu na warunki hydrologiczne. W korycie Tanwi progi skalne zostały odkryte, przez co wody spływają po serii wodospadów, zwanych szumami, tworząc niepowtarzalną mozaikę krajobrazową. Funkcjonowanie dwunastu ścieżek dydaktycznych prezentujących najważniejsze aspekty szumów przekłada się na liczbę odwiedzających turystów, co nie jest bez wpływu na gospodarkę gmin roztoczańskich, na co również warto zwrócić uwagę młodzieży w czasie zajęć.

Warsztaty dydaktyczne

Bardzo dobrą formą zajęć terenowych, dzięki której możliwe jest holistyczne podejście do omawianych zagadnień, są warsztaty dydaktyczne. Podczas tego typu zajęć uczniowie przechodzą wszystkie kolejne etapy badań naukowych: od zbierania danych w terenie, poprzez ich przetwarzanie, analizowanie, po prezentowanie wyników.

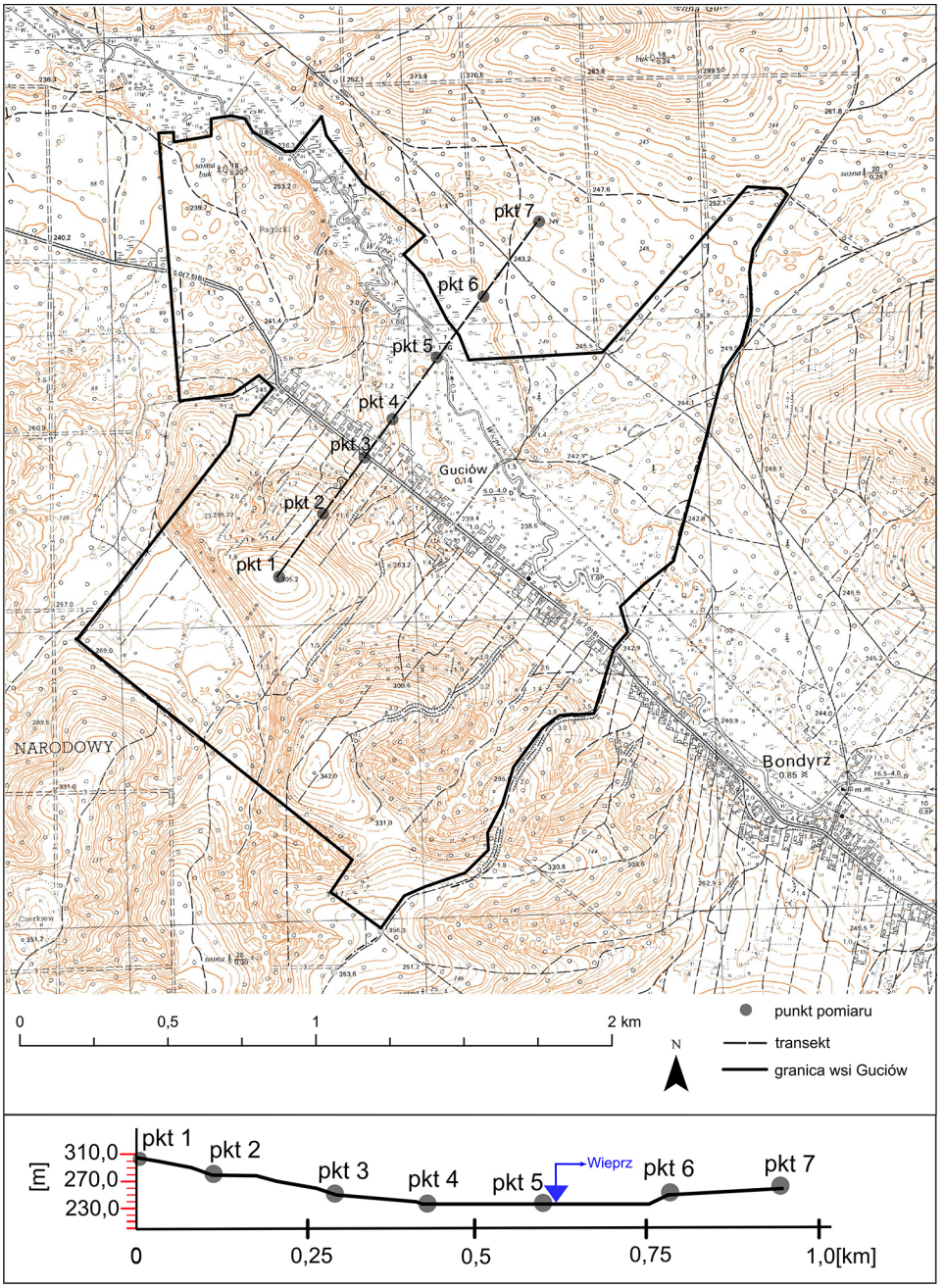
Prowadzenie tego typu zajęć umożliwia podział uczniów na grupy, które wykonują pomiary, opracowują powierzone im zagadnienie oraz przedstawiają

wyniki. Zajęcia są bardzo korzystne ze względu na zdobywanie przez uczniów umiejętności pracy w zespole i podziału obowiązków. Terenowe warsztaty dydaktyczne znakomicie nadają się do prezentacji zagadnień, takich jak: hydrogeologia, potamologia z uwzględnieniem działalności i określania parametrów rzek, krenologia czy wpływ obiektów wodnych na topoklimat.

Szczególne walory kulturowe Roztocza Środkowego i przywiązanie ludności tam mieszkającej do tradycji (pozostawienie studni kopanych) często ułatwiają wykonanie badań hydrogeologicznych. Liczne na Roztoczu studnie kopane wykorzystać można do badań wód podziemnych. Propozycja dotyczy kartowania pierwszego poziomu wodonośnego. Na podstawie pomiarów głębokości występowania wód podziemnych możliwe jest pokazanie, w jaki sposób konstruowane są mapy hydrogeologiczne pierwszego poziomu wodonośnego (Macioszczyk 2012). Uczniowie, na podstawie zebranego materiału terenowego, mogą nauczyć się tworzenia map hydroizobat i hydroizohips. Kolejnym etapem jest analiza danych pod względem wykorzystania map wód podziemnych do określenia kierunków i prędkości przemieszczania się wód, a wraz z nimi potencjalnych zanieczyszczeń.

Jednym z podstawowych parametrów rzek obliczanym przez hydrologów jest natężenie przepływu wody, czyli objętość wody przepływająca przez określony przekrój poprzeczny w jednostce czasu (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 2013). Jak wspomniano, na Roztoczu Środkowym swój początek bierze wiele rzek, ich górne odcinki można wykorzystać do prowadzenia tam zajęć z metod pomiarowych. Są to cieki niewielkie, przeważnie płytkie, które niosą mało wody, co czyni je bezpiecznymi i odpowiednimi do tego typu zajęć. Pierwszym etapem pomiaru natężenia przepływu jest wyznaczenie przekroju zwilżonego koryta. Uczniowie, w wyznaczonym prostopadle do nurtu transekcie, wykonują pomiar głębokości wody w interwale 5 dm bądź innym dostosowanym do potrzeb. Na podstawie zebranych danych obliczają powierzchnię wyznaczonego profilu zwilżonego koryta. Następnie w wyznaczonych pionach (przeważnie co 10 dm) za pomocą dostępnego sprzętu (przepływomierz elektromagnetyczny, młynek hydrometryczny) wykonują pomiar prędkości wody (Szymkiewicz, Gąsiorowski 2010). Zgodnie z metodyką pomiar ten należy wykonać na głębokościach uzależnionych od całkowitej głębokości cieku, w każdym z wyznaczonych pionów. W celu porównania uczniowie dokonują również pomiaru prędkości wody metodą pływakową. Zebrane w terenie dane są opracowywane kameralnie i obliczane jest natężenie przepływu wody.

Liczne na Roztoczu Środkowym źródła umożliwiają przedstawienie zagadnień krenologicznych w praktyce. Podczas zajęć uczniowie mogą dokonać pomiaru wydajności źródła, określić cechy fizyczno-chemiczne wód z niego wypływających czy typ wypływu. W łatwy sposób można pokazać tektoniczne uwarunkowania występowania źródeł, ponieważ wiele z nich wypływa ze spękań w odsłonięciach skał górnokredowych, które nawiązują do głównych linii spękań Roztocza. Pomiar wydajności źródeł wykonywać można kilkoma metodami. W przypadku źródła położonego w pobliżu cieku określić można natężenie przepływu w dwóch przekrojach hydrometrycznych: powyżej i poniżej wypływu. Obliczenie różnicy wielkości przepływów odpowiada wydajności źródła. Określać można również



Ryc. 4. Proponowane punkty pomiaru elementów meteorologicznych wzdłuż wyznaczonego przez pradolinę Wieprza transektu
Źródło: mapa topograficzna 1:10 000, godło: M 34-59-A-a-4, M 34-59-A-c-2, M 34-59-A-c-4.

natężenie przepływu wody w cieku tuż przy odpływie ze źródła za pomocą przepływomierzy czy młynków hydrometrycznych bądź metodą wycechowanych naczyń lub przelewów (Majewski 1966). Licznie występujące na Roztoczu źródła wpływają na parametry fizyczno-chemiczne wód. Za pomocą dostępnego sprzętu w dość łatwy sposób uczniowie wykonują pomiar temperatury wód rzecznych i źródlanych oraz konduktancji wody. Na podstawie wyników korelowanych z dostępnymi tabelami możliwe jest określanie stanu jakości wód powierzchniowych.

Ważnym zagadnieniem i dość często poruszanym podczas zajęć z hydrologii jest ilość niesionego przez rzekę materiału skalnego. Materiał ten może mieć postać rumoszu skalnego, zawiesiny bądź rozpuszczonych związków będących produktem denudacji chemicznej. Pomiarów takich dokonywać można, badając masę objętościową niesionego materiału. Uczniowie na tej podstawie i przy wykorzystaniu dostępnych wzorów obliczyć mogą masę materiału rocznie wynoszonego ze zlewni przez rzekę. Następnie wartości te są modelowane w celu uzyskania wyników obrazujących obniżanie się terenu w zlewni.

Prowadząc warsztaty o tematyce hydrologicznej, warto zwrócić uwagę również na warunki meteorologiczne panujące w dolinie rzecznej. Bardzo dobrym miejscem na realizację tego zagadnienia jest głęboko wcięta (ok. 100 m) pradolina Wieprza w miejscowości Guciów. Przy użyciu dostępnego sprzętu: psychrometrów Assmana, wiatromierzy bądź urządzeń wielofunkcyjnych typu Kestrell, uczniowie w kilku grupach w wyznaczonych w przekroju przez dolinę miejscach (ryc. 4) mają możliwość określania podstawowych parametrów meteorologicznych, takich jak: temperatura powietrza, wilgotność, ciśnienie atmosferyczne, prędkość wiatru. Po przeprowadzeniu pomiarów terenowych opracowują zebrane dane. Na tej podstawie wyciągają wnioski, które następnie wraz z zebranymi wynikami prezentują na forum grupy.

Podsumowanie

Roztocze Środkowe jest specyficznym obszarem o dużym zróżnicowaniu cech środowiska przyrodniczego i wkomponowanych w nie elementów antropogenicznych. Wyjątkowość ta i różnorodność zjawisk na stosunkowo małym obszarze umożliwia prowadzenie tam zajęć terenowych z różnych dziedzin. W dydaktyce geografii Roztocze Środkowe wykorzystywać można do prowadzenia zajęć terenowych z hydrologii, gdyż różnorodność obiektów tam występujących daje możliwości poruszania wielu wątków tematycznych powiązanych z obiektami wodnymi. Możliwe jest prowadzenie zajęć dotyczących hydrogeologii, krenologii, potamologii. Górne odcinki rzek regionu mogą być wykorzystane do określania parametrów geomorfologicznych koryt rzecznych czy natężenia przepływu wody, gdyż są płytkie.

Intensywnie rozwijana od kilkunastu lat turystyka kajakowa na Roztoczu daje możliwości urządzania wycieczek szkolnych, podczas których wprowadzać można zagadnienia geograficzne, takie jak: funkcjonowanie rzek i morfologia koryt

rzecznych, zagospodarowanie doliny rzecznej i układ miejscowości. W trakcie wycieczek szkolnych można poruszać zagadnienia związane z tektoniką i hydrologią, gdyż występują tam liczne źródła o założeniach tektonicznych. Organizację takich zajęć ułatwia rozbudowana infrastruktura turystyczna: miejsca noclegowe, gastronomiczne czy ścieżki turystyczne.

Powołane na Roztoczu formy ochrony przyrody, takie jak rezerwaty czy parki (jeden narodowy, dwa krajobrazowe), stwarzają możliwości do organizowania zajęć na ścieżkach dydaktycznych w nich wytyczonych. Najlepszą formą zajęć w terenie, która umożliwi holistyczne podejście i przejście wszystkich najważniejszych etapów badań naukowych, są warsztaty dydaktyczne. Umożliwiają one młodzieży zrozumienie zjawisk, jakie zachodzą w środowisku geograficznym. Uczniowie, oprócz poznawania metod badawczych, opanowują wówczas umiejętność pracy w grupie, wyjaśniania oraz prezentowania efektów własnych działań.

Literatura

Adamiec P., 2008, Wykorzystanie walorów przyrodniczo-krajobrazowych dolin rzecznych Lublina w rekreacji, Nauka Przyroda Technologie, 2, 4: 1–9.

Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 2013, Hydrologia ogólna, PWN, Warszawa.

Braun B., Osowiec M., 2010, Walory przyrodnicze i dydaktyczne ścieżki edukacyjnej „Karwieńskie Uroczyska". Krajobrazy rekreacyjne – kształtowanie, wykorzystanie, transformacja. Problemy Ekologii Krajobrazu, 27: 409–413.

Brzezińska-Wójcik T., 1997, Aktywność tektoniczna w strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego w świetle wskaźników morfometrycznych, Annales UMCS, Sectio B, 52, 4: 57–76.

Brzezińska-Wójcik T., 2017, Zasoby przyrody nieożywionej Roztocza jako podstawa kreowania obszarowego produktu turystycznego, Zeszyty Naukowe. Turystyka i Rekreacja, 2(20): 5–22.

Brzezińska-Wójcik T., Harasimiuk M., 2009, Tektoniczne i litologiczne uwarunkowania rozwoju form krasowych na Roztoczu, Materiały 43 Sympozjum Spaleologicznego, 16–18 października 2009, Sekcja Spaleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. M. Kopernika, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków, s. 14–17.

Brzezińska-Wójcik T., Kociuba W., 2001, Transformacja roztoczańskiego odcinka doliny Wieprza w plejstocenie, Przegląd Geologiczny, 49, 3: 257–266.

Brzezińska-Wójcik T., Skowronek E., 2009, Potencjał turystyczny Roztocza Tomaszowskiego na przykładzie gminy miejsko-wiejskiej Krasnobród. Annales Universitatis Marie Curie-Skłodowska Lublin – Polonia, 64, 1: 171–199.

Brzezińska-Wójcik T., Skowronek E., Świeca A., 2016, Roztocze – od krainy fizjograficznej do regionu turystycznego, [w:] T. Brzezińska-Wójcik, E. Skowronek, A. Świeca (red.), Od regionu geograficznego do regionu turystycznego Lubelszczyzna – implikacje historyczne, teoretyczne, naukowo-badawcze, edukacyjne, Wyd. UMCS, Lublin.

Buraczyński J., 1984, Wpływ tektoniki na rozwój strefy krawędziowej Roztocza, Annales Socetatis Geologorum Poloniae (Roczniki Polskiego Towarzystwa Geologicznego), 54–1/2: 209–225.

Buraczyński J., 1997, Roztocze, Wyd. UMCS, Lublin.

Buraczyński J., 2013, Rozwój rzeźby Roztocza, Drukarnia i Wydawnictwo Akademickie Wyższej Szkoły Społeczno-Przyrodniczej im. Wincentego Pola, Lublin.
Jokiel P., Marszelewski W., Pociask-Karteczka J. (red.), 2017, Hydrologia Polski, PWN, Warszawa.
Kondraciuk P., 2013, „Roztoczański patron". Kaplice i figury św. Jana Nepomucena w pejzażu kulturowym Roztocza, Muzeum Zamojskie w Zamościu, s. 1–19.
Kondracki J., 2014, Geografia regionalna Polski. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
Kowalski W.C., Liszkowski J., 1972, Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej, Biul. Geol. UW, Warszawa, 14: 5–19.
Krąpiec M., Jankowski L., Margielewski W., Urban J., Krąpiec P., 2012, Geopark „Kamienny Las na Roztoczu" i jego walory geoturystyczne, Przegląd Geologiczny, 60, 9: 468–507.
Macioszczyk A. (red.), 2012, Podstawy hydrogeologii stosowanej, PWN, Warszawa.
Majewski J., 1966, Hydrogeologia, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
Michalczyk Z. (red.), 1996, Źródła Roztocza. Monografia hydrograficzna, Wyd. UMCS, Lublin.
Michalczyk Z. (red.), 2001, Źródła Wyżyny Lubelskiej i Roztocza, Wyd. UMCS, Lublin.
Michalczyk Z., 1997, Źródła Wyżyny Lubelskiej i Roztocza, Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 2: 73–93.
Michalczyk Z., Wilgat T., 1998, Stosunki wodne Lubelszczyzny. Wydaw. UMCS, Lublin.
Piskorz S., 1995. Zarys dydaktyki geografii. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
Półturzycki J., 1997, Dydaktyka dla nauczycieli, Wydawnictwo Adam Marszałek, Toruń.
Reszel R., Grądziel T. (red.), 2015, Roztoczański Park Narodowy – przyroda i człowiek, Wydawnictwo Lipiec, Zwierzyniec.
Rodzik J., Rodzoś J., 2001, Roztoczańska Stacja Naukowa Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Guciowie jako zaplecze szkolnych zajęć terenowych w zakresie geografii, Stowarzyszenie Oświatowców Polskich, Toruń.
Roland E., 2015, Odkrywcy przyrody – zajęcia terenowe wspomagane komputerem, Studia i Materiały CEPL w Rogowie, 43/2: 65–70.
Sawicki B., Golian S., 2010, Dziedzictwo kulturowe Roztocza Środkowego jako czynnik rozwoju turystyki, Problemy Ekologii Krajobrazu, 27: 345–351.
Solon J. i in., 2018, Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data, Geographia Polonica, 91: 144–169.
Suchodolski B. (red.), 1976, Pedagogika podręcznik dla kandydatów na nauczycieli, PWN, Warszawa.
Szymkiewicz R., Gąsiorowski D., 2010, Podstawy hydrologii dynamicznej, Wydawnictwa Naukowo-Techniczne, Warszawa.
Warakomski W., 1994, Zarys klimatu Roztocza, [w:] T. Wilgat (red.), Roztoczański Park Narodowy, s. 42–54.
Wojtanowicz P., Szczęsna J., 2017, Turystyka dzieci i młodzieży w Roztoczańskim Parku Narodowym jako element edukacji szkolnej, Annales UMCS, Sectio B, 72, 2: 127–141.
Wyrzykowski T., 1971, Map of recent absolute velocities of vertical movements of the earth's crust surface on the territory of Poland, 1:2 500 000, Inst. Geod. Kartogr., Warszawa.
Ziemińska-Smyk M., 2006, Flora segetalna w otulinie Roztoczańskiego Parku Narodowego, Acta Agrobotanica, 59, 2: 275–289.
Żelichowski A.M., 1972, Rozwój budowy geologicznej między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem, Biuletyn, 263, Instytut Geologiczny (Z badań tektonicznych w Polsce), Wyd. Geol., Warszawa.

Materiały kartograficzne

Mapa topograficzna w skali 1: 10 000, arkusze: Adamów 1 M 34–59-A-a–4, Bondyrz 2 M 34–59-A-c–2, Sochy 3 M 34–59-A-c–4, Główny Urząd Geodezji i Kartografii.

Źródła internetowe

dane.gov.pl/dataset/869,komputerowa-mapa-podziau-hydrograficznego-polski?fbclid=IwAR3056aBQKYExuz--0WVy 689RamN_qfykk1WsrbUbhuxZ1FTNJUJksQZIQ (dostęp: 2.05.2020)
dspace.uni.lodz.pl/xmlui/bitstream/handle/11089/28097/Turyzm_1997_2_Garbula.pdf?sequence=1&isAllowed=y (dostęp: 17.04.2020).
geoforum.pl/news/25816/opublikowano-nowe-granice-regionow-geograficznych?fbclid=IwAR2U_Cc3W5xQFlaa48iX_yMPfT-YBs-CclAkWsa9_yf_rrgLFOmZtaiB0D4 (dostęp: 10.01.2020).
igrek.amzp.pl (dostęp 28.12.2019).
mapy.geoportal.gov.pl/imap/Imgp_2.html?gpmap=gp0 (dostęp: 2.05.2020).
roztoczanskipn.pl/pl/park-na-roztoczu/informacje-ogolne/45-aktualnosci/501-transgraniczny-rezerwat-biosfery-roztocze (dostęp: 17.04.2020).
www.magiczneroztocze.pl/poznaj-roztocze/rezerwaty-i-parki/68-rezerwat-przyrody--szum (dostęp: 17.04.2020).
roztocze.net.pl/rezerwat-czartowe-pole/ (dostęp: 17.04.2020).
susiec.com.pl/interesting_places/rezerwat-nad-tanwia/ (dostęp: 17.04.2020).
roztoczewita.pl/swiety-roch/ (dostęp: 17.04.2020).
roztocze-agroturystyka.pl/parki-przyrody/krasnobrodzki-park-krajobrazowy.html (dostęp: 17.04.2020).
www.magiczneroztocze.pl/poznaj-roztocze/rezerwaty-i-parki/14-krasnobrodzki-park-krajobrazowy (dostęp: 17.04.2020).
roztoczewita.pl/park-krajobrazowy-puszczy-solskiej/ (dostęp: 17.04.2020).
roztocze-agroturystyka.pl/parki-przyrody/park-krajobrazowy-puszczy-solskiej.html (dostęp: 17.04.2020).
roztoczewita.pl/sciezka-przyrodnicza-w-rezerwacie-czartowe-pole/ (dostęp: 17.04.2020).
roztocze-agroturystyka.pl/rezerwaty-przyrody/rezerwat-nad-tanwi.html (dostęp: 17.04.2020).
www.lgdnaszeroztocze.pl/sciezka-przyrodnicza-po-rezerwacie-%E2%80%9Esw-roch/ (dostęp: 17.04.2020).
sites.google.com/site/parkiroztoczaturystykaaktywna/home/sciezka-przyrodniczo-dydaktyczna-sw-rocha---hutki (dostęp: 17.04.2020).

Iwo Wieczorek

Przemiany sieci hydrograficznej na wybranych przykładach z Kotliny Jeleniogórskiej od XVIII w. – ujęcie metodyczne

Zarys treści: Zmiany sieci hydrograficznej na Śląsku są szczególnie zauważalne od XVIII w. na co wpływ ma, oprócz postępujących zmian klimatycznych, bardzo silna urbanizacja, związana z gospodarczym rozwojem miast, na który składa się także rozwój przemysłu od XVIII w. Celem pracy jest krytyczna weryfikacja możliwości użycia materiałów kartograficznych do przeanalizowania przemian sieci hydrograficznej. Obszarem badań jest Kotlina Jeleniogórska, której tradycja i rozwój są ściśle związane z zasobami wodnymi, których źródła znajdują się w okolicznych pasmach górskich. Do analizy wykorzystano historyczne oraz współczesne mapy, a także zdjęcia satelitarne i Numeryczny Model Terenu uzyskany na podstawie danych LIDAR. Dane te zostały opracowane za pomocą programu ArcMap.

Słowa kluczowe: kartografia historyczna, hydrografia, Jelenia Góra, GIS

Wstęp

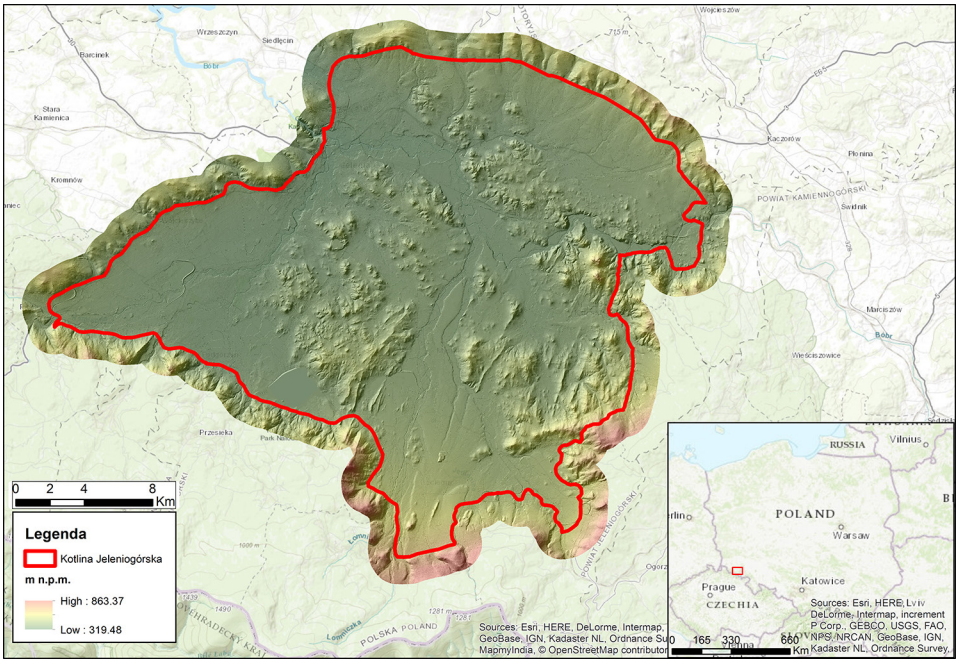
Woda w Kotlinie Jeleniogórskiej od czasów historycznych odgrywa dużą rolę w rozwoju osadnictwa, przemysłu (kiedyś) oraz turystyki (dziś). Cechy Kotliny oraz nawalne opady w wyższych partiach gór sprawiają, że występujące tu powodzie mają charakter cykliczny (Łuczyński i in. 2015). Przekłada się to na antropogeniczny charakter wielu obiektów hydrograficznych spełniających rolę zabezpieczenia przed katastrofalnymi skutkami powodzi. Praca ma na celu pokazanie metod używanych podczas badań związanych z rekonstrukcją kartograficzną, w tym analizę przemian sieci hydrograficznej. Opracowywany region na przestrzeni ostatnich trzystu lat przechodził bardzo duże zmiany administracyjne oraz gospodarcze (Kwaśny i in. 1989), które przekładały się na powstałe opracowania kartograficzne będące ważnym źródłem danych. Problemem, z którym muszą się borykać badacze, jest opracowanie źródeł w taki sposób, żeby finalnie powstał jednolity zasób danych przestrzennych.

IW – Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, licencjat z geografii, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
e-mail: wieczorek.iwo@gmail.com

Obszar badań

Kotlina Jeleniogórska znajduje się w południowo-zachodniej części Polski, administracyjnie należąc do powiatu jeleniogórskiego w województwie dolnośląskim (ryc. 1). Powierzchnia analizowanego mezoregionu wynosi 234,42 km^2. Granice Kotliny tworzą cztery pasma górskie: Góry Kaczawskie na północy, Góry i Pogórze Izerskie na zachodzie, Karkonosze na południu oraz Rudawy Janowickie na wschodzie. W przeszłości powstało kilka teorii opisujących genezę Kotliny Jeleniogórskiej, jednakże współcześnie najbardziej powszechną jest tektoniczno-wietrzeniowa, według której formy tektoniczne tworzące podstawowe struktury zostały przemodelowane przez wietrzenie (szczególnie chemiczne) w trakcie wieloetapowych zmian klimatycznych (Migoń 1993). Dno Kotliny znajduje się na wysokości 320–450 m n.p.m. (Migoń i in. 2002).

W artykule skupiono się na metodach wykorzystanych do analizy sieci hydrograficznej, które mogą być podstawą prac o podobnej tematyce. Opracowanie ograniczone jest do granic mezoregionu, co „ucina" często cieki lub zbiorniki wodne, nie uwzględniając ich części znajdujących się w sąsiednich mezoregionach. Jest to oczywiście umowna granica, która pozwala na jednakowe ujęcie poszczególnych arkuszy map pochodzących z różnych przedziałów czasowych.



Ryc. 1. Położenie Kotliny Jeleniogórskiej
Źródło: dane wysokościowe udostępnione przez Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowaniu Środowiska; ESRI.

Metody i źródła rekonstrukcji

Rektyfikacja i wektoryzacja mapy Śląska Wilhelma Ludwika Reglera

Podstawowym narzędziem przedstawienia rozwoju sieci hydrograficznej na wybranym obszarze jest rektyfikacja, a następnie wektoryzacja map w środowisku GIS. Uzyskane dane ilościowe umożliwiają wykonanie obliczeń statystycznych związanych z powierzchnią (zbiorników wodnych) oraz długością (cieków wodnych) dla poszczególnych lat. Mapy opracowane przez Ludwika Wilhelma Reglera na polecenie pruskiego króla Fryderyka II w latach 1764–1770 zostały sporządzone, aby zastąpić dzieło Christiana Friedricha von Wrede (powstałe w latach 1747–1753), i uważane są za pierwsze tak dokładne opracowanie kartograficzne Śląska. Praca Reglera zasługuje na szczególne wyróżnienie ze względu na oprawę graficzną – szczyty zaznaczone są metodą kreskową, a całe opracowanie jest polichromatyczne, co ułatwia jego interpretację (ryc. 2A). Odnosząc się do użytych barw, warto podkreślić ich zastosowanie do oznaczenia sieci hydrograficznej. Mapa Reglera obejmuje zasięgiem obszar Prus i wykonana jest w skali około 1:24 000 (Łuczak 2015). Nie ma informacji o samym układzie współrzędnych, w którym została stworzona, jednakże podczas opracowania w programie ArcGIS poprawne jest użycie układu DHDN/3-degree Gauss-Kruger zone 5, mającego układ metryczny i opartego na elipsoidzie Bessel 1841 (https://epsg.io/31469; dostęp: 22.04.2020). Dla kartografii historycznej Śląska mapy te są jednym z ważniejszych źródeł informacji, ponieważ z dużą dokładnością na ich podstawie możemy rekonstruować położenie obiektów geograficznych. Mankamentem tego opracowania jest jednak brak kartometryczności, która przy analizowaniu danych ilościowych jest wręcz niezbędna. Dlatego też, opracowując mapę Śląska Reglera, należy brać pod uwagę pewien margines błędu. Do pracy użyty został zestaw arkuszy (tab. 1) połączonych za pomocą narzędzia Mosaic to New raster w programie ArcMap 10.2.2.

Tabela 1. Arkusze mapy Śląska

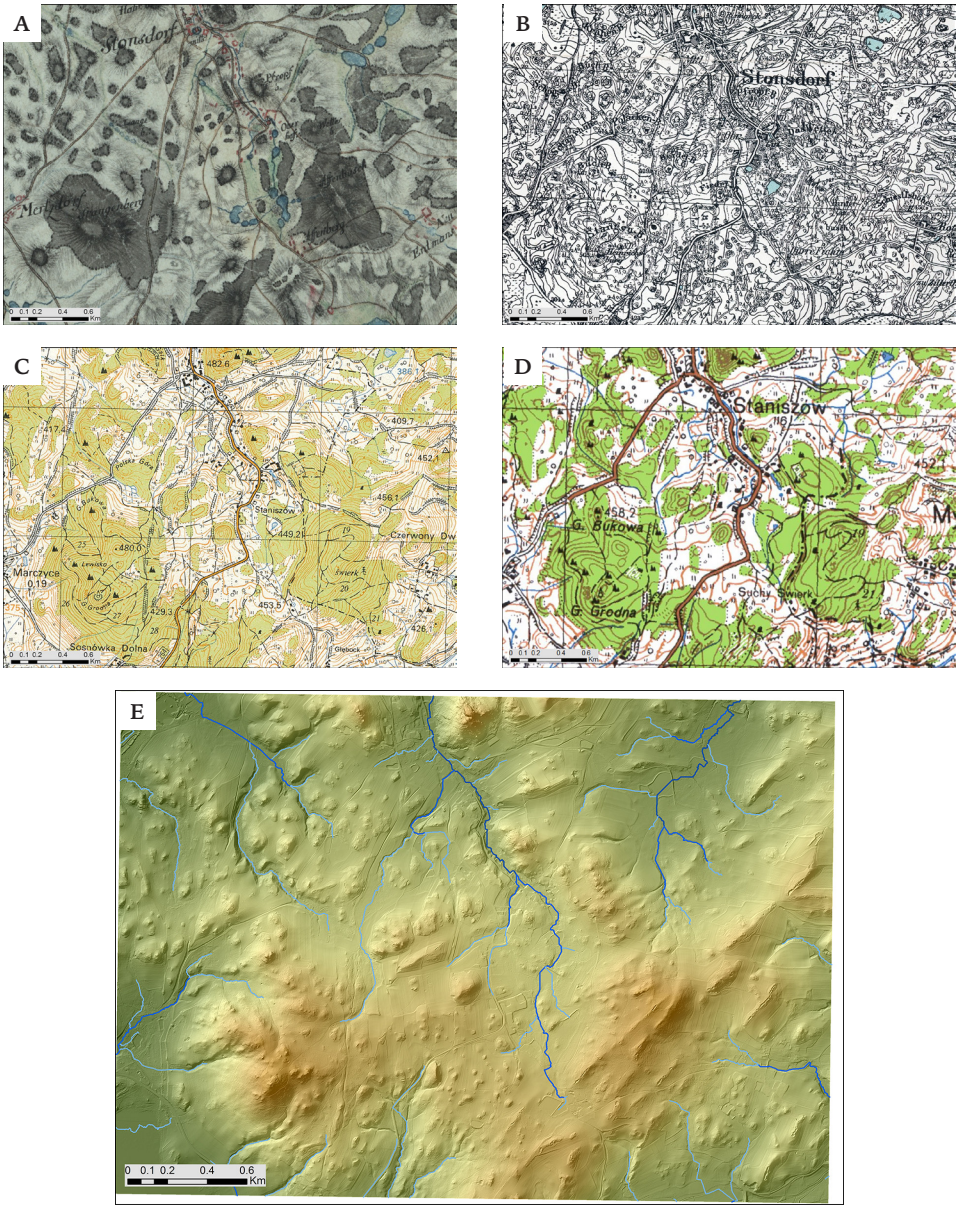
Rok wydania	Główna miejscowość	Godło arkusza
1764–1770	Hirschberg (Jelenia Góra)	SBB III C Kart N 15140 49
	Kauffung (Wojcieszów)	SBB III C Kart N 15140 50
	Erdmannsdorf (Mysłakowice)	SBB III C Kart N 15140 56
	Kupferberg (Miedzianka)	SBB III C Kart N 15140 57

Rektyfikacja i wektoryzacja Messtischblatt

Najstarszymi materiałami kartometrycznymi dla obszaru Śląska są Messtischblatt. Wydawanie arkuszy rozpoczęto jeszcze pod koniec XIX w. i trwało do 1944 r. Efektem pracy kartografów niemieckich były dokładne mapy topograficzne w skali 1:25000, które współcześnie są źródłem informacji o topografii i użytkowaniu terenu jako pierwsze kartometryczne mapy Śląska. Główną zmianą wobec poprzedzających opracowań, było wykorzystanie odwzorowania wielościennego, co pozwoliło na przedstawienie obiektów na mapie z większą dokładnością. Messtischblatt oparte są na południku Greenwich oraz elipsoidzie Krassovskiego 1940. Odwzorowanie wielościenne, ze względu na swoje rozmiary, zostało podzielone na 6 stref, Kotlina Jeleniogórska znajduje się w ostatniej z nich, co przekłada się na wybór odwzorowania w programie ArcGIS pod nazwą: Pulkovo 1942(83)/3-degree Gauss-Kruger zone 6 (https://epsg.io/3841, dostęp: 23.04.2020). Analizując poszczególne opracowania, możemy podzielić je na trzy rodzaje. Pierwsze z nich, wykonane pod koniec XIX w., cechują się wysoką dokładnością, jednakże zastosowana monochromatyczność utrudnia rozróżnienie od siebie takich elementów, jak sieć hydrograficzna i komunikacyjna. Drugi zestaw, czyli mapy wykonane po I wojnie światowej do drugiej połowy lat 30. XX w., cechuje duża dokładność oraz zabarwienie tła arkuszy kolorem brązowym (nie wszystkie), który znacznie poprawia czytelność opracowań. W związku z wykorzystaniem tych arkuszy do celów analizy sieci hydrograficznej na uwagę zasługuje użycie koloru niebieskiego, który ułatwia identyfikację cieków lub zbiorników wodnych (ryc. 2B). Najmłodszy zestaw Messtischblatt został wykonany w latach 40. XX w. Cechuje się niską czytelnością, niekiedy przypominając wręcz szkice pod przyszłe opracowania kartograficzne – wiele z nich zawiera adnotację o tymczasowości takowych opracowań, co wynika z ograniczeń i trudności technicznych w schyłkowym okresie II wojny światowej (Łuczak 2015). Podczas wybierania odpowiednich arkuszy do opracowania jakiegokolwiek zagadnienia zaleca się dobór takich, które zostały wydane w tym samym roku bądź w nieodległych względem siebie latach. Dzięki temu można mieć pewność, że obiekty znajdujące się na stykach arkuszy nie będą się od siebie różnić. Zestaw Messtischblatt dla obszaru całej Kotliny Jeleniogórskiej przedstawiono w tabeli 2.

Tabela 2. Arkusze Messtischblatt

Rok wydania	Niemiecka nazwa arkusza	Godło arkusza
1933	Hirschberg (Jelenia Góra)	5060
1936	Kauffung (Wojcieszów)	5061
1919	Schreiberhau (Szklarska Poręba)	5159
1939	Bad Warmbrunn (Cieplice Śląskie-Zdrój)	5160
1939	Kupferberg (Miedzianka)	5161
1936	Krummhübel (Karpacz)	5260
1938	Schmiedeberg (Kowary)	5261



Ryc. 2. Okolice Staniszowa (Stonsdorf) przedstawione na: A – mapie Wilhelma Ludwika Reglera (1764–1770), B – Messtischblatt (1939 r.), C – Mapie Topograficznej Polski w układzie współrzędnych 1965 (1983), D – Mapie Topograficznej Polski w układzie współrzędnych 1992 (1997), E – Numerycznym Modelu Terenu o rozdzielczości 1 m (2015)
Źródło: A – dane udostępnione przez Instytut Archeologii UWr; B – Archiwum Map Zachodniej Polski; C – Zbiory Kartograficzne Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego UWr; D – pzgik.geoportal.gov.pl; E – dane udostępnione przez Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowaniu Środowiska.

Rektyfikacja i wektoryzacja Mapy Topograficznej Polski w układzie współrzędnych 1965

W czasach gdy w Polsce panował ustrój komunistyczny, mapy były tworzone głównie z myślą o ich militarnym wykorzystaniu, a arkusze były opatrzone klauzulą „tajne". Arkusze do Mapy Topograficznej Polski w układzie 1965 wykonano w latach 1962–1989 w skali 1:25 000. Teren Rzeczypospolitej został podzielony na 5 stref: 1965/1 (południowy wschód), 1965/2 (północny wschód), 1965/3 (północny zachód) i 1965/4 (południowy zachód), w których zastosowano odwzorowanie quasi-stereograficzne Roussile'a. Ostatnia strefa (1965/5) obejmowała Główny Okręg Przemysłowy Górnego Śląska, zastosowano dla niej zmodyfikowane odwzorowanie Gaussa-Krügera. Zabieg ten miał na celu dodatkowe utrudnienie w użyciu materiałów kartograficznych przez niepożądane osoby bądź instytucje. Kolejnym zabezpieczeniem były celowe zniekształcenia względem rzeczywistości. Rejestracja tych arkuszy, z uwagi na różnice technologiczne pomiędzy tą a minioną epoką, wymaga wprowadzenia korekty do współrzędnych rzeczywistych (Bajak 2008). Pozwoli to zarejestrować arkusze w docelowym układzie 2000 i ewentualnie zastosować ręczną rejestrację w celu skorygowania automatycznej rejestracji. Mapy te cechują się jednak dużą dokładnością odwzorowania obiektów geograficznych. Uwzględniają one najmniejsze cieki wodne, które mogły być pomijane w poprzednich materiałach kartograficznych, a także zawierają nazwy własne głównych rzek obszaru, co ułatwia ich wektoryzację od źródła do ujścia (ryc. 2C). Na uwagę zasługuje fakt, że mapy te dostarczają istotnych danych o wyglądzie krajobrazu Polski przed transformacją ustrojową, wykazując dodatkowo zmiany, jakie zaszły na Śląsku po przejęciu tych ziem przez państwo polskie po II wojnie światowej. Mapy zostały zarejestrowane w programie ArcGIS w układzie Pulkovo 1942 Adj 1958 Poland Zone IV. Arkusze Mapy Topograficznej 1965 użyte w pracy przedstawiono w tabeli 3.

Tabela 3. Arkusze Mapy Topograficznej 1965

Rok wydania	Nazwa arkusza	Godło arkusza
1984	Stara Kamienica	461.23
1984	Jelenia Góra	461.24
1984	Bolków	462.13
1984	Szklarska Poręba	461.41
1983	Jelenia Góra – Cieplice Śląskie-Zdrój	461.42
1983	Janowice Wielkie	462.31
1983	Karpacz	462.31

Wykorzystanie Mapy Topograficznej Polski w układzie współrzędnych 1992

Mapa Topograficzna Polski wydana w 1997 r. była pierwszym opracowaniem o tak dużym zasięgu przestrzennym po transformacji ustrojowej. Układ 1992 stworzono, wzorując się na kartografii zachodnioeuropejskiej oraz na dokonaniach Wojskowego Instytutu Geograficznego z okresu międzywojennego. W trakcie

trwania tego projektu (tj. w latach 1995–2004) opracowano kartograficznie 55% obszaru kraju, na co złożyło się w dużej mierze obranie dla wykonywanych map skali 1:50 000. Ze względów finansowych projekt zawieszono, a jego następcą został VMAP L2 w układzie „WGS-84" (2003–2006), który również nie został sfinalizowany. Ostatecznie oba projekty zostały połączone, dając pokrycie dla 74% powierzchni kraju, jednakże rozbieżność ponad dwudziestu lat w tworzeniu arkuszy wpływa ujemnie na aktualność i zgodność danych (Kowalski, Siwek 2013). Wektoryzacja Mapy Topograficznej w układzie 1992 nie była konieczna z powodu małej różnicy w czasie względem opracowanych arkuszy dla układu 1965 oraz Bazy Obiektów Ogólnogeograficznych z 2015 r. Opracowanie użyte zostało jako pomocniczy podkład przy ręcznej rejestracji pozostałych arkuszy, na których opiera się analiza. Pod względem graficznym można się dopatrzeć wielu podobieństw między mapami topograficznymi w układzie 1992 i 1965 (ryc. 2D).

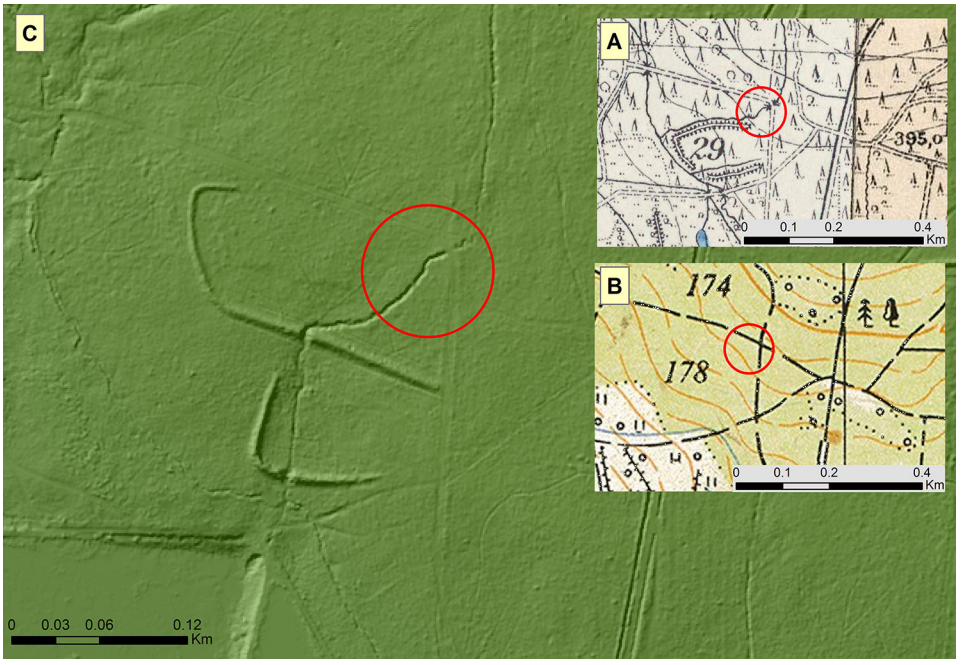
Baza Danych Obiektów Topograficznych (BDOT 10k)

W 2010 r. w ramach projektu INSPIRE rozpoczęto pracę na Bazą Danych Obiektów Topograficznych (BDOT), która miała być następcą i zarazem poprawioną wersją Topograficznej Bazy Danych (TBD). Założeniem było zebranie obiektów topograficznych, odpowiadających obiektom w skali 1:10 000. Drugą częścią projektu było stworzenie Bazy Danych Obiektów Ogólnogeograficznych (BDOO) w skali 1:250 000, czego ostatecznym wynikiem jest opracowanie BDOT10k, będącego połączeniem BDOT oraz BDOO. Oba projekty były łączone w procesie generalizacji BDOO – dodawano kolejne elementy BDOT10k, tworząc w ten sposób kompletne opracowanie. W BDOT10k wyróżniono 9 klas obiektów zawierających aż 284 kolejne (trzeci poziom szczegółowości) (Chałka 2011). Współcześnie jest to najdokładniejsze takie opracowanie w przypadku terytorium Polski i stanowi bardzo ważny element prac związanych z rekonstrukcją kartograficzną jako dane wyjściowe. Dane BDOT10k wykorzystane w tym opracowaniu zostały udostępnione za pośrednictwem Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska Uniwersytetu Wrocławskiego na podstawie licencji DIO.DFT. DSI.7211.1619.2015_PL_N.

Wykorzystanie narzędzi ArcGIS do analizy hydrologicznej na podstawie Numerycznego Modelu Terenu

Numeryczny Model Terenu (NMT) został wykonany dla obszaru całej Polski w ramach projektu INSPIRE w 2015 r. Jego rozdzielczość wynosi 1 × 1 m. Analizy oparte na NMT są istotną częścią badań rzeźby terenu, w tym sieci hydrograficznej. NMT jest również dobrym podkładem dla prowadzenia obserwacji terenowych oraz weryfikacji opisanych wyżej materiałów kartograficznych. Dzięki

wysokiej rozdzielczości można dostrzec takie obiekty, jak stare koryta rzeczne i zbiorniki wodne czy też ślady po nieistniejącej już zabudowie hydrotechnicznej (ryc. 3). Program ArcMap na podstawie wysokości nad poziomem morza, która jest przypisana do każdego piksela stanowiącego podstawowy element NMT, generuje sieć hydrograficzną, biorąc pod uwagę, że woda spływa z „wyżej położonych" do „niżej położonych". Dzięki temu generowany jest model sieci hydrograficznej oparty na liczbie komórek, z których woda spływa w jednym kierunku, tworząc „ciek wodny" (Urbański 2008). Następnym krokiem jest uporządkowanie otrzymanych na podstawie modelu cieków według jednej z dwóch metod: Strahlera lub Sherve'a (Jasiewicz 2019). Pierwsza z nich jest następcą metody Hortona i dzięki ścisłemu powiązaniu ze spadkiem terenu znacznie lepiej oddaje naturalny przebieg cieków (Chie Yen, Tun Lee 1997). Gdy dwa cieki o tym samym rzędzie połączą się, powstaje nowa rzeka o wyższym rzędzie. Druga z metod funkcjonuje na zasadzie sumaryczności – dwa cieki rzędu I tworzą ciek o rzędzie II, natomiast dwa cieki rzędu II tworzyć będą już ciek rzędu IV itd. Na rycinie 2E widać fragment NMT z zaznaczonymi ciekami wodnymi według metody Strahlera. Na potrzeby analizy hydrologicznej, która docelowo ma służyć do rekonstrukcji sieci hydrograficznej, wyznaczony został przebieg cieków wodnych w oparciu o NMT, co pozwala na analizę obszaru pod kątem potencjalnych



Ryc. 3. Dawne koryto rzeczne przedstawione na: A – Messtischblatt (1933), B – Mapie Topograficznej Polski (1977), C – Numerycznym Modelu Terenu (2015)
Źródło: A – Archiwum Map Zachodniej Polski; B – Zbiory Kartograficzne Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego UWr; C – dane udostępnione przez Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowaniu Środowiska.

miejsc, gdzie mogą lub mogły znajdować się cieki wodne – widoczne są stare koryta rzeczne, tereny źródliskowe itp.

Ortofotomapa

Ortofotomapa jest rastrowym obrazem w naturalnych barwach, będącym mozaiką różnych źródeł kartograficznych. To połączenie wielu obrazów pochodzących z różnych źródeł sprawia, że każdy z nich charakteryzuje się innymi parametrami (Preuss, Dygaszewicz 2006). Narzędzie to oprócz możliwości spojrzenia na teren w dość dużej skali, dzięki której można dopatrzeć się np. złożonej sieci hydrograficznej tworzącej zlewnię rzeki, pozwala również na przyjrzenie się w małej skali roślinności, a właściwie na potrzeby analizy hydrograficznej, miejscom w których różni się ona znacząco od sąsiedniej flory, wskazując na pozostałości po starych zbiornikach wodnych lub obszarach podmokłych (ryc. 4).

Ryc. 4. Nieistniejący zbiornik wodny z 1939 r.
Źródło: Archiwum Map Zachodniej Polski; pzgik.geopoertal.gov.pl.

Weryfikacja terenowa

Ostatnim etapem rekonstrukcji kartograficznej jest weryfikacja terenowa. Miała ona za zadanie weryfikację wyników pracy kameralnej, w szczególności miejsc, które nie mogły zostać jednoznacznie zinterpretowane. Dodatkowo losowa

weryfikacja wektoryzowanych obiektów pozwala na dostrzeżenie błędów metodycznych. Praca terenowa umożliwia także poznanie obszaru badań, dzięki czemu badacz może być bardziej wiarygodny w swoich obserwacjach.

Wyniki

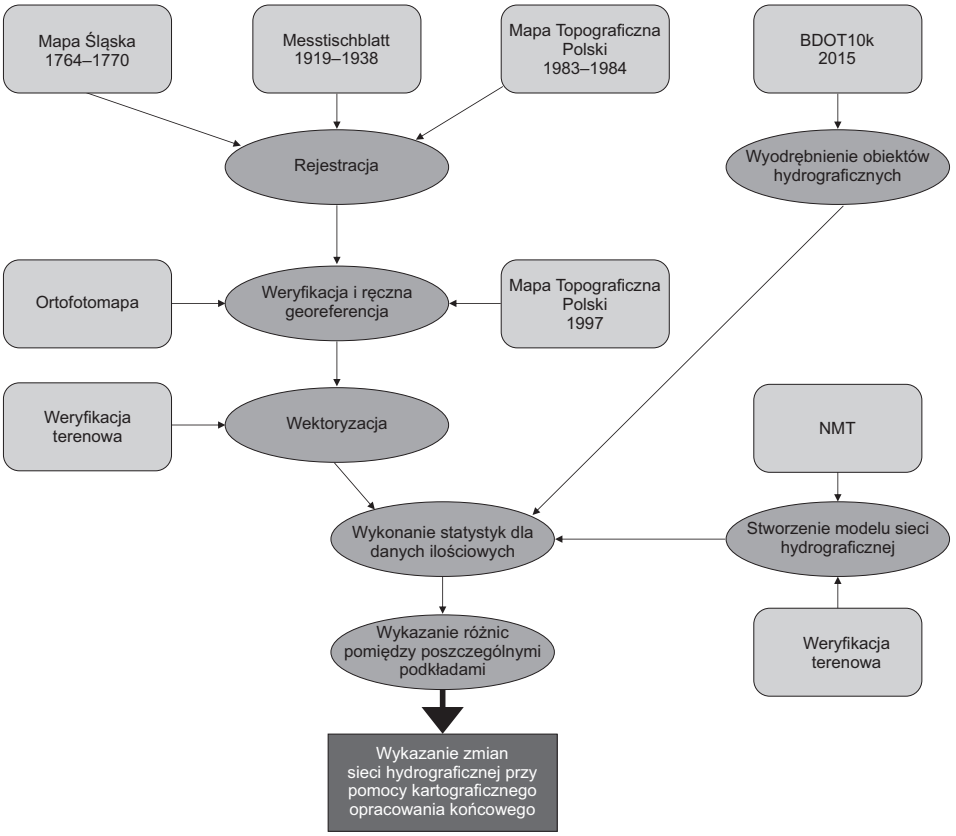
Przy rekonstruowaniu sieci hydrograficznej można obrać zasadę, że im więcej podkładów kartograficznych zostanie wykorzystanych, tym dokładniejsze i bardziej wiarygodne będą wyniki. Głównym założeniem wektoryzacji sieci hydrograficznej jest ilościowe ujęcie otrzymanych danych. Przy samej interpretacji wyników musimy jednak brać pod uwagę margines błędu dla każdego z arkuszy, ze względu na ich wiek oraz metody wykonania.

Mapa Śląska Ludwika Wilhelma Reglera jest, jak wspomniano, bardzo ważnym źródłem informacji, jednakże ze względu na brak kartometryczności położenie niektórych obiektów oraz ich wielkość może zawierać błędy. Zasadą, którą powinniśmy kierować się podczas georeferencji tych materiałów, jest szukanie najtrwalszych obiektów, które będą punktami odniesienia – w tym wypadku będą to budynki sakralne, które ze względu na funkcję, którą pełnią, były utrzymywane w dobrym stanie, co pozwoliło im w większości przetrwać do współczesności i przez co można obrać je jako obiekty charakterystyczne. Wiek tych map wpłynął także na ich stan fizyczny. Widoczne są miejsca, gdzie brakuje kawałków mapy lub też zostały zatarte informacje na nich. Po połączeniu wszystkich arkuszy zauważalne są charakterystyczne przerwy pomiędzy nimi, które spowodowane są nierównościami na ich krawędziach. Dodatkowym utrudnieniem dla poprawnej wektoryzacji sieci hydrograficznej jest (niekiedy) zróżnicowanie sygnatur użytych do przedstawienia zbiorników wodnych.

Messtischblatt będący pierwszym tak kompletnym źródłem danych obiektów topograficznych Śląska (Latocha, Nowakowski 2018) miał jeden zasadniczy problem, jakim jest rozbieżność w metodach przedstawienia obiektów na sąsiednich arkuszach, jeśli pochodzą one z różnych lat. Ze wszystkich wybranych arkuszy (tab. 2), Schreiberhau powstał dwadzieścia lat wcześniej niż pozostałe (1919 r.), co może zaważyć na zgodności obiektów znajdujących się na styku tego arkusza z sąsiednimi (młodszymi). Mapy te wskazują również na istnienie wielu zabudowań hydrotechnicznych, które powstały jeszcze w XIX w. lub na początku XX w. Struktury te widoczne są do dzisiaj, co wykazała weryfikacja terenowa.

Mapa Topograficzna w układzie 1965 ze względu na swoje graficzne opracowanie sprawiała najmniejsze problemy podczas wektoryzacji sieci hydrograficznej.

Pozostałe materiały, wymienione w metodach badawczych, zostały opracowane przez odpowiednie instytucje i po odniesieniu ich do podkładów wykonanych przez autora nie były zauważalne duże różnice. Potencjalne błędy mogły się wiązać z tymi, które autor mógł popełnić w trakcie ręcznej georeferencji. Biorąc więc pod uwagę wszystkie dotychczas zgromadzone dane, po ich wektoryzacji przystąpiono do ostatecznej weryfikacji. Mapa Śląska względem BDOT10k oraz NMT



Ryc. 5. Proces metodyczny opisany w pracy
Źródło: oprac. własne.

zawiera największe błędy wynikające z położenia obiektów hydrograficznych. Trzeba jednak zwrócić uwagę na wspomniany wcześniej brak kartometryczności mapy Śląska, więc dane ilościowe traktować należy jedynie jako pewien punkt odniesienia do analizy przemian w całości. Przesunięcie tych podkładów względem siebie nie jest równomierne oraz niekiedy coś, co może wydawać się błędnym zapisem, w rzeczywistości było rzeczywistym położeniem danego obiektu w XVIII w. – czego dobrym przykładem są starorzecza rzeki Bóbr, które podlegały intensywnemu zarastaniu, a czasami regulacji. Szczególnie użyteczna jest więc weryfikacja terenowa podczas analizy tego najstarszego (z wymienionych) podkładu kartograficznego. Pozostałe materiały wykazują bardzo małe błędy względem siebie i trzeba tutaj brać pod uwagę ewentualne omyłki popełnione podczas samego procesu wektoryzacji. Na rycinie 5 przedstawiono proces metodyczny zastosowany w tej pracy.

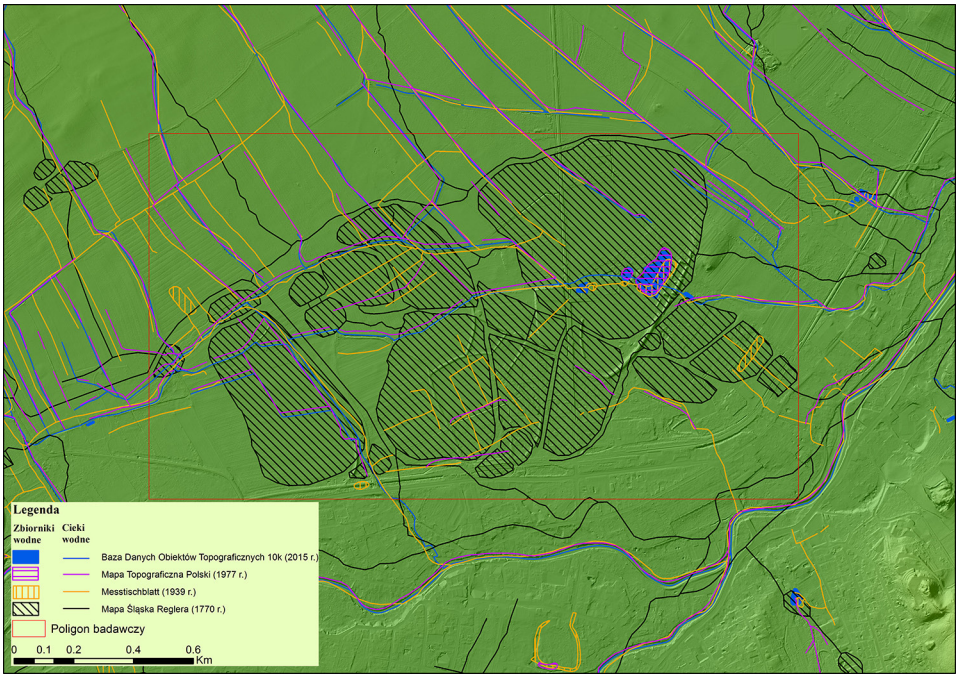
Z kolei na rycinie 6 zaprezentowano przykładowe wyniki dla wybranego obszaru z Kotliny Jeleniogórskiej przy wykorzystaniu opisanych metod i danych. Stawy oraz cieki wodne znajdowały się na północ od Cieplic Śląskich-Zdroju

– dzielnicy Jeleniej Góry. Obszar ten został wybrany z powodu wyróżniających się pod względem wielkości (jak na Kotlinę Jeleniogórską) zbiorników wodnych, które zostały zaznaczone w tym miejscu przez Ludwika Wilhelma Reglera, a nie są widoczne w opracowaniu Messtischblatt. Tabela 4 przedstawia zmiany powierzchni oraz długości obiektów hydrograficznych od 1770 r. aż do 2015 r. dla poligonu badawczego wyróżnionego na rycinie 6. W tabeli dane ilościowe zebrane dla mapy Śląska Reglera pełnią jedynie rolę poglądową ze względu na brak kartometryczności tego opracowania kartograficznego.

Wielkość zbiorników wodnych widocznych na mapie Śląska z 1770 r. może zostać pośrednio potwierdzona przez obecność grobli widocznych na Numerycznym Modelu Terenu i dodatkowo udokumentowanych podczas weryfikacji terenowej (fot. 1). Po porównaniu obszaru, który zajmują względem wielkości zbiorników wodnych z początku XX w., okazuje się, że doszło do istotnych zmian krajobrazu. Obszar ten był stopniowo przekształcany pod pola uprawne i jedyną pozostałością po zbiornikach wodnych był system rowów melioracyjnych oraz wspomniane wcześniej groble. Ilość cieków wodnych została znacznie zredukowana tak, że w latach 70. XX w. stanowiła ona 77% sumarycznej długości cieków z początku XX w. Współcześnie możemy zaobserwować przekształcanie pól uprawnych pod działki budowlane oraz kolejne etapy osuszania terenu. Zbiorniki wodne widoczne dzisiaj, które mieszczą się w obrębie poligonu badawczego, są pozostałością po obiekcie o charakterze rekreacyjno-sportowym, znajdującym się

Tabela 4. Dane ilościowe sieci hydrograficznej dla poligonu badawczego na północ od dzielnicy Cieplice Śląskie-Zdrój (Jelenia Góra)

	Mapy Śląska Reglera	Messtisch-blatt	Mapa Topograficzna Polski	Baza Danych Obiektów Topograficznych 10k
Rok	1770	1939	1977	2015
Powierzchnia zbiorników wodnych [m^2]	516636	15114	11347	12123
Różnica względem poprzedniego (+/–) [m^2]	–	–501522	–3767	776
Różnica względem Messtischblatt (+/–) [m^2]	+501522	–	–3767	–2991
Powierzchnia zbiorników wodnych względem Messtischblatt [%]	3418	100	75	80
Długość cieków wodnych [m]	35400	26049	20021	16066
Różnica względem poprzedniego (+/–) [m]	–	–9351	–6028	–3955
Różnica względem Messtischblatt (+/–) [m]	+9351	–	–6028	–9983
Długość cieków wodnych względem Messtischblatt [%]	136	100	77	62



Ryc. 6. Rekonstrukcja zbiorników wodnych na północ od dzielnicy Cieplice Śląskie-Zdrój (Jelenia Góra)
Źródło: Opracowanie własne; NMT udostępniony przez Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowaniu Środowiska.

na terenie stadionu sportowego przy ulicy Lubańskiej. Co ważniejsze, nie ma już żadnych zbiorników naturalnych, jednakże występuje tu roślinność zwykle spotykana na terenach podmokłych, taka jak brzoza brodawkowata czy olcha.

Rekonstrukcja sieci hydrograficznej pozwala na zrozumienie funkcjonalności przeszłego krajobrazu. Przykładem zastosowania takich metod jest praca Rafała Essymontta. Na podstawie przebiegu starych koryt rzecznych przedstawił on wygląd kilku śląskich miast w przeszłości, w tym Wrocławia, którego struktury były

Fot. 1. Pozostałość po zbiornikach wodnych na północ od dzielnicy Cieplice Śląskie-Zdrój (Jelenia Góra): A – Stare groble, aktualnie wykorzystywane jako drogi polne, B – Roślinność wskazująca na większe uwodnienie
Fotograf: Iwo Wieczorek.

dopasowane do koryta rzecznego, równi zalewowych oraz teras rzecznych (Essymontt 2013). W celu dokładniejszej weryfikacji posiadanych materiałów oraz analizy różnic w położeniu obiektów na poszczególnych arkuszach można zastosować metodę statystyczną – analiza wariancji (ANOVA) (Frajer i in. 2013). Metody statystyczne oraz tworzenie takich modeli, jak HLURM (*The Historical Land Use Reconstruction Model*) (Yang i in. 2017), dają nam możliwość rekonstrukcji użytkowania terenu w znacznie większej skali czasowej, nawet jeśli nie posiadamy materiałów kartograficznych (lub innych źródeł) dla konkretnego przedziału czasowego.

Podsumowanie

Rekonstrukcja sieci hydrograficznej oraz innych obiektów geograficznych pozwala na stworzenie podkładu kartograficznego pod analizy przeszłego krajobrazu, który w przeciągu wielu lat uległ znacznej zmianie. Sieć hydrograficzna ma bardzo duże znaczenie w rozwoju osadnictwa i gospodarki. Dzięki metodom rekonstrukcji kartograficznej mamy możliwość badania historii jej zmian, a co za tym idzie – zrozumieć zagrożenia oraz korzyści z nią związane. Współczesne metody kartograficzne bazujące na oprogramowaniu GIS stwarzają nowe możliwości analiz oraz poznania obiektów topograficznych. Czynnikiem, który powinien zmobilizować badaczy do korzystania z kartografii historycznej, jest proces „uwalniania danych", który wciąż postępuje i daje dostęp do coraz to nowszych materiałów kartograficznych.

Literatura

Barancewicz J., Biały F., Borys T., Brol R., Czerwiński J., Domosławski Z., Drozd E., Haisig M., Iwanek M., Karst Z., Kociszewski J., Kwaśny Z., Ligęza vel Ozimek T., Michalski M., Pasierb B., Tyblewski T., Wysocki Z., 1989, Jelenia Góra. Zarys rozwoju miasta, Ossolineum, Wrocław, s. 86–231.

Chałka K., Olszewski R., Zieliński J., 2011, Bazy Danych Obiektów Topograficznych i Ogólnogeograficznych – zakres merytoryczny i techniczny opracowanego projektu rozporządzenia MSWIA, Roczniki Geomatyki, 9, 6: 89–102.

Chie Yen Ben, Tun Lee Kwan, 1997, Unit Hydrograph Derivation for Ungauged Watersheds by Stream-Order Laws, Journal of Hydrologic Engineerin.

Eysymontt R., 2013, The Historical Layers of the Lower Silesia Towns – the investigations based on historical cartography, Geology, Geophysics & Environment, 39: 81–93.

Frajer J., Kladivo P., Geletič J., 2013, Reconstruction of Extinct Ponds Using Old Maps, Historical Cadastres and the Digital Terrain Model of the Czech Republic of the 5th Generation, Acta Universitatis Palackianae Olomucensis – Geographica, 44: 59–69.

Jasiewicz J., 2019, R stream order (https://grass.osgeo.org/grass78/manuals/addons/r.stream.order.html; dostęp: 5.05.2020).

Kowalski P., Siwek J., 2013, Polskie mapy topograficzne do użytku powszechnego – ćwierć wieku sukcesów czy niepowodzeń?, Polski Przegląd Kartograficzny, 45: 334–343.

Latocha A., Nowakowski D., 2018, Sources and Methods Used in the Reconstruction of Settlement Networks: An Archaeological and Geographical Perspective on the Example of Silesia, Studia Geohistorica, 6: 55–69.

Łuczak A., 2015, Archiwalne mapy jako źródło w badaniach nad dawnym krajobrazem kulturowym. Wykorzystanie narzędzi GIS w ocenie kartometryczności średnioskalowych map topograficznych Śląska z XVIII i XIX wieku, Śląskie Sprawozdania Archeologiczne, 57: 271–290.

Łuczyński R., Migoń P, Napierała P., 2015, Krajobraz kulturowy rejonu Kotliny Jeleniogórskiej, Fundacja Doliny Pałaców i Ogrodów Kotliny Jeleniogórskiej, Wrocław, s. 15–25.

MapTiler Team, 2019, EPSG:31469, DHDN/3-degree Gauss-Kruger zone 5 (https://epsg.io/31469; dostęp: 22.04.2020).

MapTiler Team, 2019, EPSG:3841, Pulkovo 1942(83)/3-degree Gauss-Kruger zone 6 (https://epsg.io/3841; dostęp: 23.04.2020).

Migoń P., 1993, Geneza Kotliny Jeleniogórskiej, Opera Concortica, 30: 85–115.

Preuss R., Dygaszewicz J., 2006, Ortofotomapa w sieci – Projekt GEOPORTAL, Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji, 16: 495–504.

Traczyk A., Engel Z., Parzóch K., Katrycz M., Migoń P., Paczos A., August C., Synowiec G., Jary Z., Kida J., 2002, Geomorfologia Sudetów Zachodnich, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Zakład Geomorfologii Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, s. 43–65.

Urbański J., 2008, GIS w badaniach przyrodniczych, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.

Yang Y., Zhang S., Liu Y., Xing X., de Sherbinin A., 2017, Analyzing historical land use changes using a Historical Land Use Reconstruction Model: a case study in Zhenlai Country, northeastern China, Scientific Reports, 7.

Filip Wolny, Aleksandra Krawiec

Preferencje mieszkańców województwa wielkopolskiego dotyczące spożywania wody wodociągowej

Zarys treści: W opracowaniu przedstawiono analizę preferencji dotyczących spożywania wody wodociągowej przez dorosłych mieszkańców województwa wielkopolskiego. Ankieta, która była głównym narzędziem badawczym projektu, charakteryzowała się dużym stopniem uszczegółowienia pytań i możliwych odpowiedzi. Liczba respondentów ankiety wyniosła 1272, z czego 89% deklarowało spożywanie wody wodociągowej na co dzień. Około 26% respondentów spożywało wodę bez przegotowania, 35% po filtrowaniu, 21% preferowało wodę przegotowaną, natomiast 7% spożywało wodę po przegotowaniu i filtrowaniu. Przedstawiono również możliwe przyczyny unikania spożywania wody wodociągowej przez niektórych mieszkańców Wielkopolski. Były to głównie obawy dotyczące sprawności sieci wodociągowej, nieodpowiedni smak dostarczanej wody oraz obawy o występowanie w niej drobnoustrojów chorobotwórczych. Szukano również zależności między preferencjami respondentów a takimi cechami, jak ich płeć, wiek i miejsce zamieszkania.

Słowa kluczowe: woda wodociągowa, woda kranowa, preferencje konsumentów, ankieta

Wstęp

Woda jest niezbędna do życia. Bierze udział w podstawowych procesach przemiany materii, usuwa z organizmu produkty toksyczne i reguluje temperaturę ciała. Wchodzi w skład wszystkich komórek, tkanek i narządów, a także nadzoruje prawidłowe funkcjonowanie układu nerwowego. Organizm człowieka jest w stanie wytrzymać bez wody 3 dni, a zapotrzebowanie na nią wynosi 2 litry na dobę. Ponad miliard ludzi na świecie korzysta z niesprawdzonych, skażonych źródeł wody pitnej, a około 40% światowej populacji nie ma dostępu do podstawowych urządzeń sanitarnych.

FW – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań
e-mail: filip.wolny@amu.edu.pl
AK – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Studenckie Koło Naukowe Geografów, ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań

W Polsce woda dostarczana do kranów jest uzdatniana przez miejskie spółki wodociągowe, znajduje się pod stałą kontrolą powiatowych stacji sanitarno-epidemiologicznych i jest zdatna do spożycia bez dodatkowych zabiegów, takich jak filtrowanie lub przegotowywanie. Jakość wody wodociągowej w Polsce dorównuje, a nawet przewyższa jakość wody dostarczanej do niektórych miast europejskich za sprawą surowszych norm od tych, które wytycza UE. Mimo że skład chemiczny wody wodociągowej jest porównywalny do składu wielu wód butelkowanych, to część konsumentów unika jej spożywania.

Przedmiotem badań było określenie preferencji dorosłych mieszkańców województwa wielkopolskiego dotyczących spożywania wody wodociągowej, w szczególności ustalenie (1) odsetka osób spożywających taką wodę, (2) głównych przyczyn jej spożywania lub niespożywania, a także (3) wpływu takich cech, jak np. płeć, wiek czy miejsce zamieszkania, na deklarowany wybór. Głównym narzędziem badawczym była ankieta internetowa, która, w porównaniu do innych ankiet o podobnej tematyce, charakteryzowała się dużym stopniem uszczegółowienia pytań i możliwych odpowiedzi.

Podobne, lokalne ankiety są stosowane m.in. przez spółki wodociągowe celem określenia poziomu satysfakcji odbiorców wody, jednakże pytania często są dość ogólne, a odpowiedzi niejednoznaczne. Niekiedy używane jest sformułowanie „woda z kranu" lub „kranówka" w odniesieniu do wody wodociągowej, a jedyne odpowiedzi dotyczące spożywania takiej wody to „tak" lub „nie". Autorzy opracowania uważają, że w takich przypadkach odpowiedź twierdząca może być interpretowana jako deklaracja spożywania wody bezpośrednio z kranu. Istnieje prawdopodobieństwo, że przy tak rozumianym pytaniu odnośnie do spożywania „wody z kranu" oraz dwóch możliwych odpowiedziach osoba, która dodatkowo przegotowuje lub filtruje wodę, udzieli odpowiedzi przeczącej.

Różnie sformułowane pytania i dostępny wachlarz możliwych odpowiedzi w sposób znaczący utrudniają porównywanie wyników takich ankiet. Przykładowo, portal internetowy trójmiasto.pl w 2019 r. przeprowadził ankietę, w której pytano czytelników „jaką wodę najchętniej pijesz?". Aż 63% respondentów wskazało na wodę butelkowaną (www.trojmiasto.pl; dostęp: 7.05.2020). W 2016 r. firma Ipsos Loyalty przeprowadziła badania na zlecenie Miejskiego Przedsiębiorstwa Wodociągów i Kanalizacji w m. st. Warszawie S.A. Z ankiety wynika, że 37% warszawiaków pije „nieprzegotowaną wodę z kranu" (www.mpwik.com.pl; dostęp: 7.05.2020). Nieznany jest zestaw odpowiedzi możliwych do udzielenia w ramach pytania ankietowego. Z kolei Pracownia Realizacji Badań Socjologicznych Uniwersytetu Gdańskiego w 2017 r. przeprowadziła badanie ankietowe na zlecenie Saur Neptun Gdańsk S.A. (lokalnej spółki wodociągowej), które również miało na celu określenie preferencji dotyczących spożywania wody wodociągowej. W tym przypadku respondentów pytano o „spożywanie wody bezpośrednio z kranu", a możliwymi odpowiedziami były: „tak, często", „tak, rzadko" oraz „nie". Na podstawie ankiety stwierdzono, że 48% gdańszczan i 59% sopocian częściej lub rzadziej pije wodę wodociągową (www.sng.com.pl; dostęp: 7.05.2020). Są to znacząco wyższe odsetki niż w przypadku badania przeprowadzonego wśród mieszkańców Warszawy.

Metody badań

W celu realizacji badań i późniejszych analiz utworzono anonimową, internetową ankietę o charakterze losowym, która została udostępniona na stronie internetowej www.interankiety.pl. Rozpropagowana została głównie za pośrednictwem portali społecznościowych, a także wiadomości e-mail. Pomocna okazała się społeczność studentów i pracowników Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, która przekazywała informację o ankiecie osobom ze swojego otoczenia. Możliwość udzielania odpowiedzi w ankiecie za pośrednictwem urządzeń mobilnych, takich jak telefony komórkowe, pozwoliła dotrzeć do starszych mieszkańców, niekiedy pozbawionych dostępu do Internetu lub niepotrafiących obsługiwać komputerów. W takich sytuacjach odpowiedzi zbierane były przykładowo przez młodszego członka rodziny. Czas trwania ankiety obejmował okres pięciu miesięcy – od listopada 2019 do marca 2020 r.

Ankieta internetowa opracowana przez autorów zawierała 3 pytania główne, 3 uzupełniające oraz 9 pytań metrykalnych lub dotyczących miejsca zamieszkania i była ankietą kazualną, tj. zadawanie niektórych pytań było zależne od poprzednio udzielonych odpowiedzi. Przy części pytań istniała możliwość wskazania wielu odpowiedzi.

Pierwsze pytanie ankiety dotyczyło podłączenia gospodarstwa domowego do sieci wodociągowej. W przypadku, gdy respondent deklarował posiadanie przyłącza, był on pytany o spożywanie wody wodociągowej. Respondent mógł zaznaczyć, że (a) nie spożywa wody wodociągowej, spożywa ją (b) bez przegotowania, (c) po przegotowaniu, (d) bez przegotowania, po filtrowaniu, (e) po przegotowaniu i filtrowaniu. Zdaniem autorów, tak sformułowane pytanie pozwala wiarygodnie określić preferencje ludności Wielkopolski w zakresie spożywania wody wodociągowej na co dzień. Intencją autorów nie było badanie opinii respondentów na temat „wyższości" lub „niższości" wody kranowej nad butelkowaną. Przykładowo, część osób otrzymujących od pracodawcy darmową wodę butelkowaną w upalne dni może chętniej ją wybierać niż dostępną w miejscu pracy wodę wodociągową. Ponadto nie analizowano innych form spożywania wody, takich jak posiłki sporządzane z jej wykorzystaniem.

W kolejnym pytaniu respondent stawał przed wyborem przyczyn spożywania lub niespożywania wody wodociągowej. W tym celu zostały przygotowane dwa osobne pytania wielokrotnego wyboru – jedno zadawane było osobom, które spożywają wodę wodociągową, drugie osobom rezygnującym z picia takiej wody. Osoby rezygnujące ze spożywania takiej wody były również pytane o to, czym kierują się przy wyborze wody butelkowanej. Preferencje dotyczące spożywania wody wodociągowej zostały przeanalizowane, przyjmując zróżnicowanie respondentów ze względu na płeć, wiek, wykształcenie i miejsce zamieszkania. Respondenci wskazywali rodzaj budynku zamieszkania (dom, kamienica, blok mieszkalny), jego orientacyjny wiek (przedziały 10-letnie dla budynków wybudowanych po 1990 r., przedziały kilkudziesięcioletnie dla budynków starszych) oraz wielkość miejscowości zamieszkania (przedział liczby mieszkańców). Respondenci wskazywali również jeden z 35 powiatów lub miast na prawach powiatu jako

miejsce zamieszkania. Dodatkowo mieszkańcy aglomeracji poznańskiej wskazywali gminę zamieszkania. Pytania o charakterze metrykalnym oraz dotyczące miejsca zamieszkania pozwoliły lepiej zrozumieć deklarowane preferencje związane ze spożywaniem wody wodociągowej.

Zebrane wyniki poddano analizie statystycznej opartej na teście χ^2 (chi-kwadrat) przy założeniu poziomu istotności $\alpha = 0{,}05$ (Leong, Austin 1996, McDonald 2014). Analiza polegała na porównaniu wartości obserwowanych z wartościami oczekiwanymi obliczonymi przy założeniu hipotezy zerowej, mówiącej, że względne częstości są identyczne. Statystyka testowa χ^2 liczona jest ze wzoru:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{n} \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i} \tag{1}$$

gdzie: O_i – wartość obserwowana, E_i – wartość oczekiwana, n – liczba pomiarów.

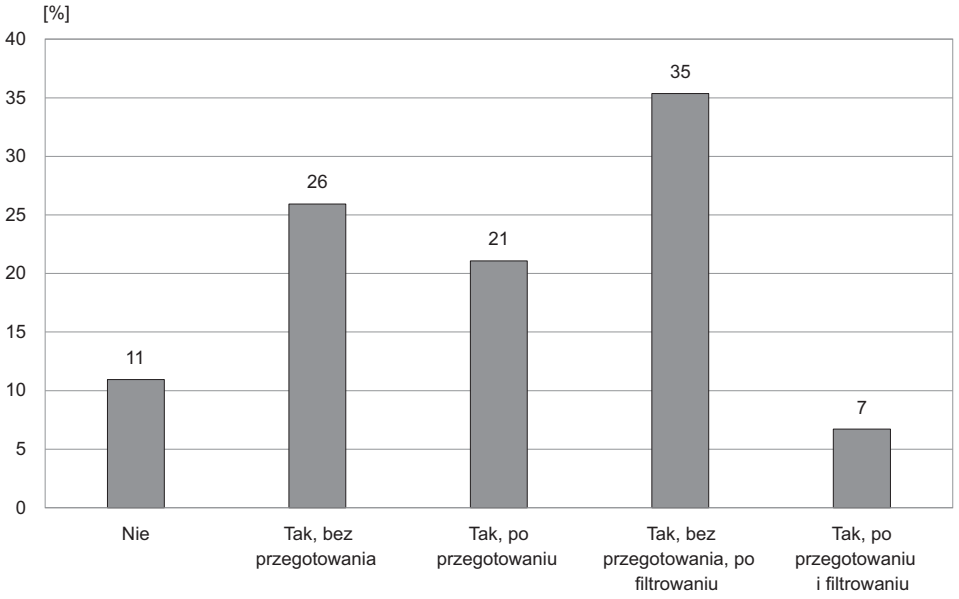
W ten sposób określono, czy uzyskane różnice w preferencjach respondentów dotyczących wody kranowej w zależności od czynników, takich jak płeć czy wiek, są istotne statystycznie.

Opis badanej zbiorowości

W badaniu wzięło udział 1272 dorosłych respondentów z województwa wielkopolskiego (zamieszkanego przez 3 498 733 mieszkańców według Rocznika Statystycznego GUS 2019). Zdecydowaną większość spośród nich stanowiły kobiety – około 67%, pozostałe 33% to mężczyźni. Udział osób z przedziału wieku 18–29 lat wynosił około 77% wszystkich respondentów. Dysproporcja wiekowa może wynikać z faktu, że ankieta rozpropagowana była w dużej mierze w środowisku studenckim. Pod względem poziomu wykształcenia najmniej respondentów posiadało wykształcenie podstawowe, poniżej 1%, oraz zasadnicze zawodowe, około 3%. Przeważali ankietowani ze średnim wykształceniem, którzy stanowili 49% ogółu oraz osoby z wykształceniem wyższym (47%). Około 48% respondentów zadeklarowało zakwaterowanie w blokach mieszkalnych, 42% w domach jednorodzinnych, natomiast pozostałe 10% w kamienicach. Blisko 50% respondentów to mieszkańcy miast powyżej 100 tys. mieszkańców (Poznań i Kalisz), 6% – miast o liczbie mieszkańców w przedziale 50–100 tys. mieszkańców (Konin, Piła, Ostrów Wielkopolski, Gniezno oraz Leszno). Kolejne 29% respondentów deklarowało zamieszkanie w jednej z miejscowości województwa wielkopolskiego liczącej 5–50 tys. mieszkańców, natomiast pozostałe 15% – w miejscowościach poniżej 5 tys. mieszkańców. Zgodnie z deklaracjami 8% respondentów zamieszkiwało budynek wybudowany przed 1945 r., 11% – w latach 1945–1969, 30% – w latach 1970–1989, 15% – w latach 1990–1999, 22% – w latach 2000–2009 i 14% – w latach 2010–2019. Osoby zamieszkałe w budynkach powstałych przed 2000 r. były dodatkowo pytane, czy w ostatnich 15 latach była w nich przeprowadzana modernizacja instalacji wodociągowej. Blisko 65% respondentów zadeklarowało brak wiedzy na ten temat.

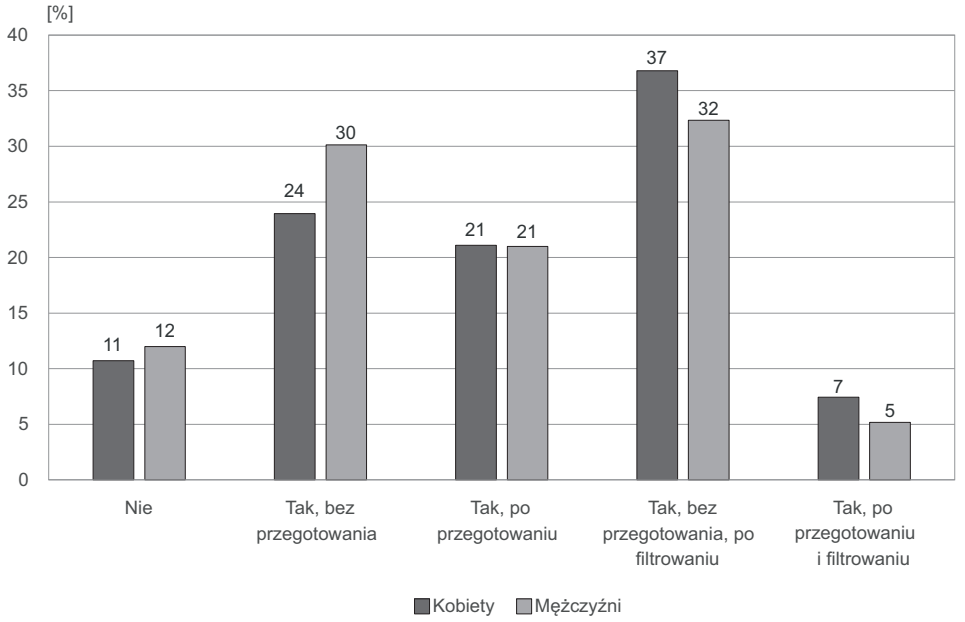
Wyniki badań

Około 99% respondentów zadeklarowało posiadanie przyłącza wodociągowego. Aż 89% z nich spożywało wodę wodociągową, a zaledwie 11% przyznało, że rezygnuje z niej w miarę możliwości. Blisko 26% spożywało wodę prosto z kranu, natomiast 21% ankietowanych przegotowywało wodę przed spożyciem. Około 35% osób piło wodę po filtrowaniu (np. korzystając z filtrów w dzbankach typu Brita lub Dafi), a pozostałe 7% deklarowało picie wody dopiero po przegotowaniu i filtrowaniu (ryc. 1).



Ryc. 1. Odsetek odpowiedzi respondentów na pytanie: „Czy pijesz wodę wodociągową (kranową)?" [%]

Analizując preferencje ankietowanych osób z podziałem na płeć, nie ma podstaw, aby stwierdzić, że występują istotne statystycznie różnice w wyborach kobiet i mężczyzn dotyczących picia wody wodociągowej – χ^2 (4, N = 1253) = 7,73, p = 0,10. Podobny odsetek kobiet i mężczyzn (11–12%) unikał spożywania wody wodociągowej. Ponadto zbliżony odsetek deklarował spożywanie wody wyłącznie po przegotowaniu (21%). Wśród osób uczestniczących w badaniu mężczyźni w porównaniu do kobiet nieznacznie chętniej spożywali wodę wodociągową bez dodatkowych czynności, które według badanych mogłyby poprawić jej walory. Wodę bez przegotowania i filtrowania spożywało około 30% mężczyzn i 24% kobiet. Kobiety nieznacznie częściej od mężczyzn deklarowały spożywanie wody filtrowanej oraz wody po przegotowaniu i filtrowaniu (ryc. 2).



Ryc. 2. Odsetek odpowiedzi respondentów na pytanie: „Czy pijesz wodę wodociągową (kranową)?" z podziałem na płeć [%]

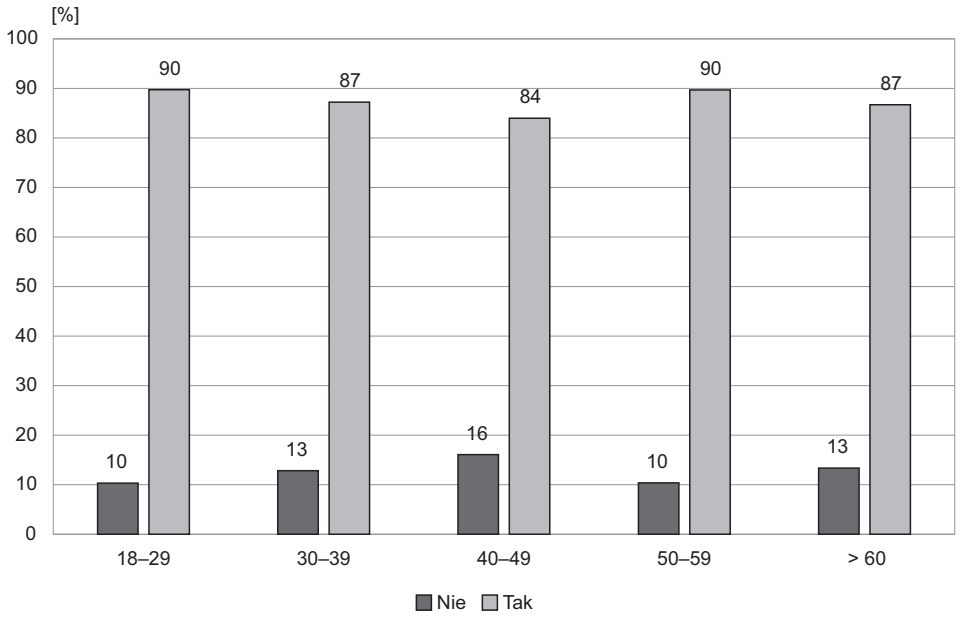
Podobnie nie stwierdzono istotnych statystycznie różnic dotyczących spożywania wody wodociągowej w zależności od wieku respondentów – χ^2 (4, N = 1253) = 3,17, p = 0,52. We wszystkich kategoriach wiekowych od 84% do 90% respondentów deklarowało, że pije taką wodę (wszystkie warianty odpowiedzi „tak" łącznie) (ryc. 3).

Na preferencje związane ze spożywaniem wody wodociągowej nie wpływa także liczba mieszkańców miejscowości będącej miejscem zamieszkania respondenta [χ^2 (4, N = 1253) = 5,23, p = 0,16] ani wiek budynku, w którym mieszka [χ^2 (5, N = 1253) = 8,03, p = 0,15] (ryc. 4–5). Zaobserwowano jednak znamienną statystycznie różnicę w deklaracjach w zależności od typu budynku zamieszkania [χ^2 (2, N = 1253) = 7,94, p = 0,02] (ryc. 6). Możliwe przyczyny takiego stanu rzeczy zostaną omówione w dalszej części opracowania.

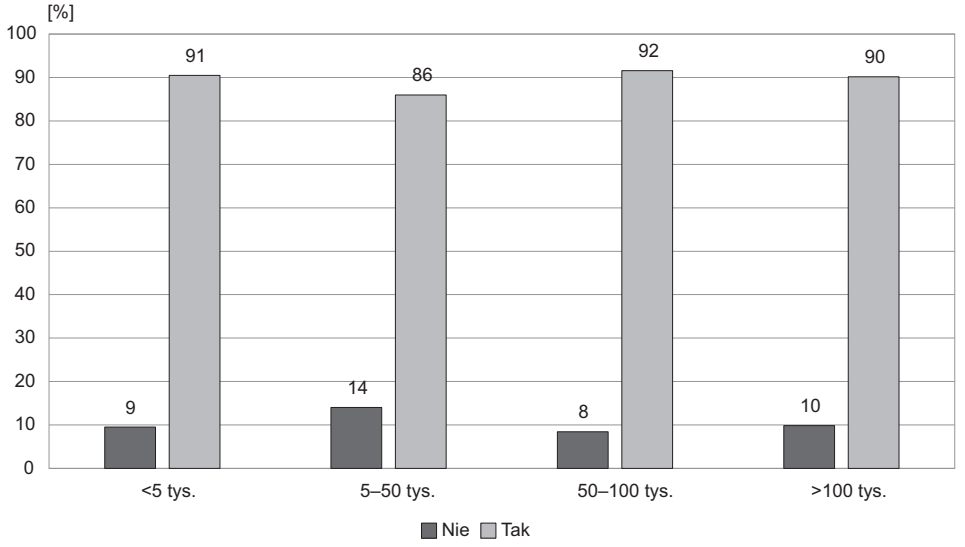
Jak wcześniej wspomniano, osoby deklarujące zamieszkanie w budynku starszym niż 20 lat, były dodatkowo pytane o to, czy w ostatnich 15 latach została w nich wymieniona instalacja wodociągowa. Z uwagi na fakt, że aż 65% osób deklarowało brak wiedzy na ten temat, niemożliwe było ustalenie ewentualnych zależności między wiekiem i stanem instalacji a preferencjami dotyczącymi wody kranowej.

Ze względu na znikomą liczbę ankietowanych posiadających wykształcenie podstawowe nie udało się ustalić zależności między wykształceniem mieszkańców województwa wielkopolskiego a piciem wody wodociągowej. W badaniach ankietowych arbitralnie przyjmuje się, że liczba zebranych ankiet w każdej kategorii (np. dotyczącej wykształcenia) nie powinna być niższa niż 30–50 (Stupnicki

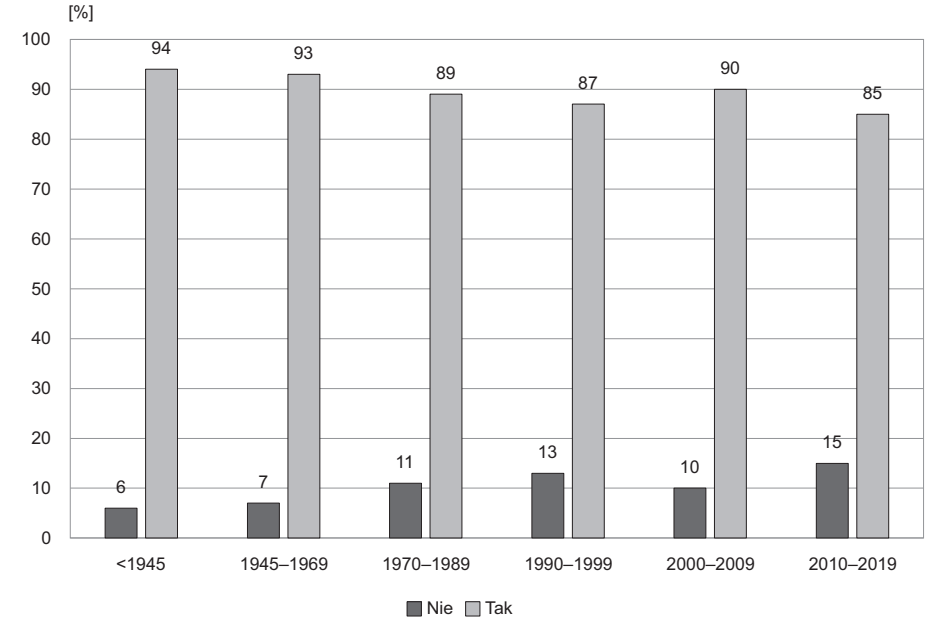
2015, Siu Pheng, Shing Hou 2019). We wcześniej omawianych analizach warunek ten został spełniony, ale w przypadku wykształcenia uzyskano informacje



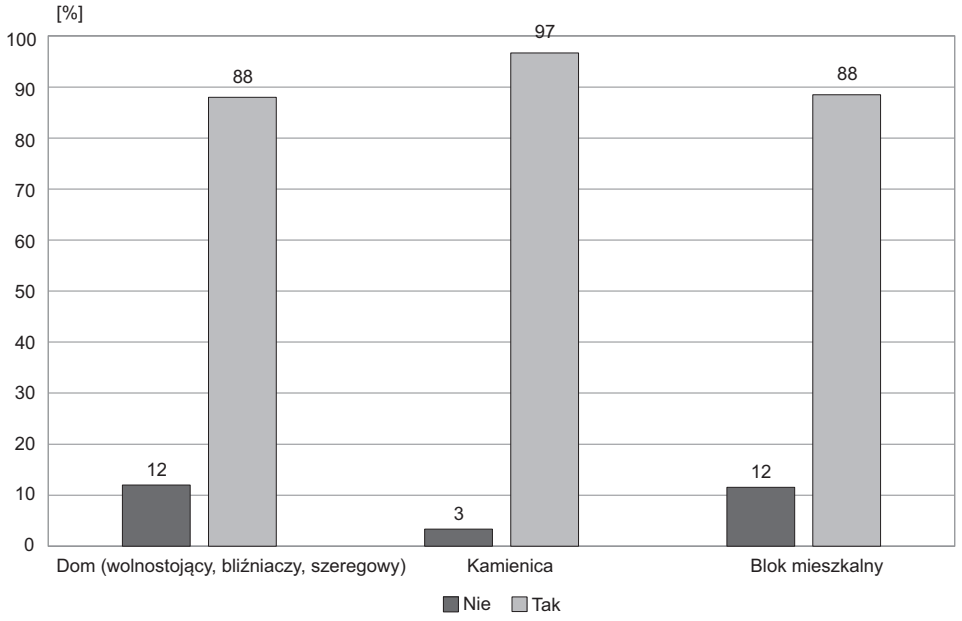
Ryc. 3. Odsetek odpowiedzi respondentów na pytanie dotyczące spożywania wody wodociągowej z podziałem na wiek (wszystkie odpowiedzi „tak" łącznie) [%]



Ryc. 4. Odsetek odpowiedzi respondentów na pytanie dotyczące spożywania wody wodociągowej z podziałem na wielkość miejscowości zamieszkania (wszystkie odpowiedzi „tak" łącznie) [%]



Ryc. 5. Odsetek odpowiedzi respondentów na pytanie dotyczące spożywania wody wodociągowej z podziałem na wiek budynku zamieszkania (wszystkie odpowiedzi „tak" łącznie) [%]

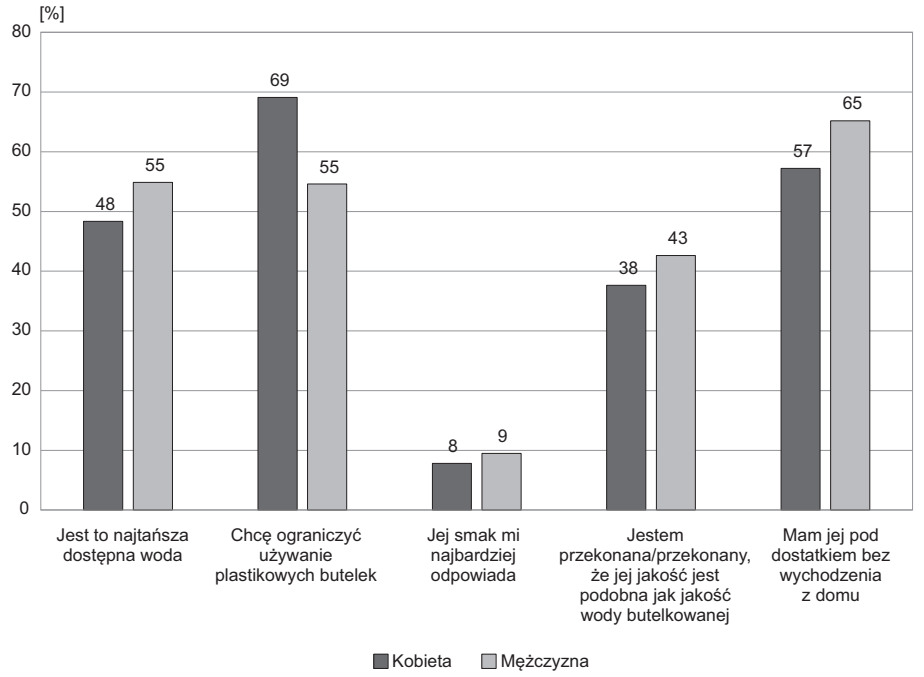


Ryc. 6. Odsetek odpowiedzi respondentów na pytanie dotyczące spożywania wody wodociągowej z podziałem na typ budynku zamieszkania (wszystkie odpowiedzi „tak" łącznie) [%]

zaledwie od dwóch dorosłych respondentów z wykształceniem podstawowym. Rezultat analizy byłby zatem wysoce wątpliwy. Należało się jednak liczyć z tym, że dotarcie do tej grupy respondentów z ankietą internetową o nienadzorowanym rozpowszechnieniu może być szczególnie utrudnione. Ponadto nie udało się określić odsetka osób pijących wodę wodociągową z podziałem na powiaty i miasta na prawach powiatu w Wielkopolsce. Podobnie jak w poprzednim przypadku, było to niemożliwe z uwagi na niewystarczającą liczbę respondentów w niektórych powiatach.

Blisko dwie trzecie respondentów deklarujących spożywanie wody kranowej (64%) stwierdziło, że chce w ten sposób ograniczyć używanie plastikowych butelek. Niewiele mniej, bo 60% wybierała picie wody wodociągowej, ponieważ jest to woda najłatwiej dostępna, a jej pozyskiwanie nie wymaga wychodzenia z domu. Połowa osób spożywających wodę wodociągową czyniła to ze względów finansowych, gdyż jest to woda najtańsza, a 39% było przekonanych o właściwej jakości takiej wody. Najmniejszy odsetek ankietowanych (8%) deklarował, że przyczyną, dla której wybierają wodę wodociągową, są jej walory smakowe.

Zauważono istotne statystycznie różnice między deklaracjami kobiet i mężczyzn dotyczącymi przyczyn spożywania wody wodociągowej. Kobiety zdecydowanie częściej deklarowały, że chcą w ten sposób ograniczać używanie plastikowych butelek, odpowiednio 69% kobiet i 55% mężczyzn wskazywało taki powód (ryc. 7). Ponadto 8% kobiet mniej w stosunku do mężczyzn wybierało picie wody

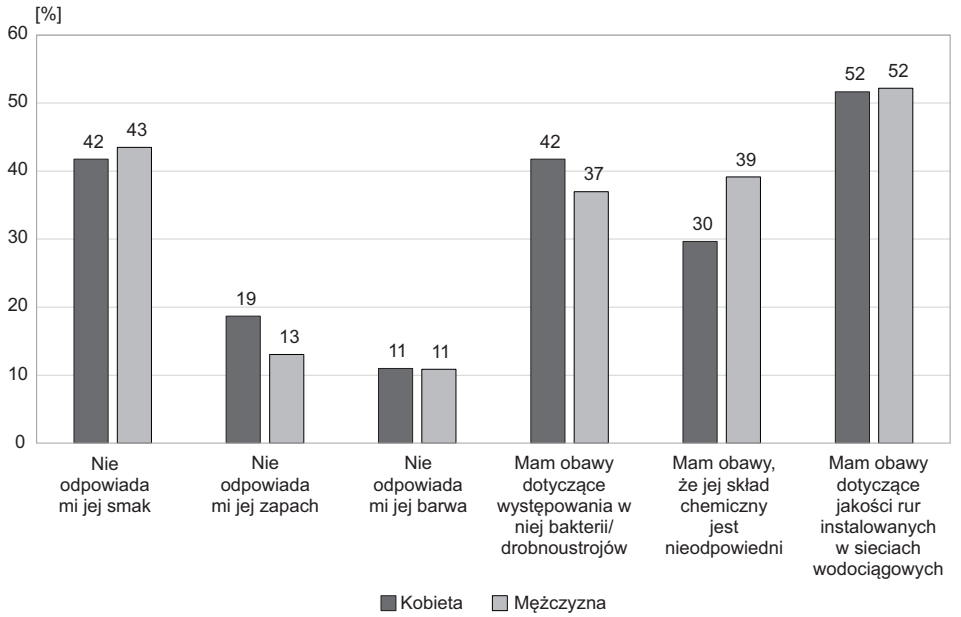


Ryc. 7. Odsetek deklarowanych przyczyn spożywania wody wodociągowej z podziałem na płeć (pytanie wielokrotnego wyboru) [%]

kranowej z uwagi na fakt, że jest to woda dostępna bez wychodzenia z domu. Kobiety rzadziej także deklarowały wybór wody kranowej ze względów finansowych. Taką przyczynę wskazywało 48% kobiet i 55% mężczyzn.

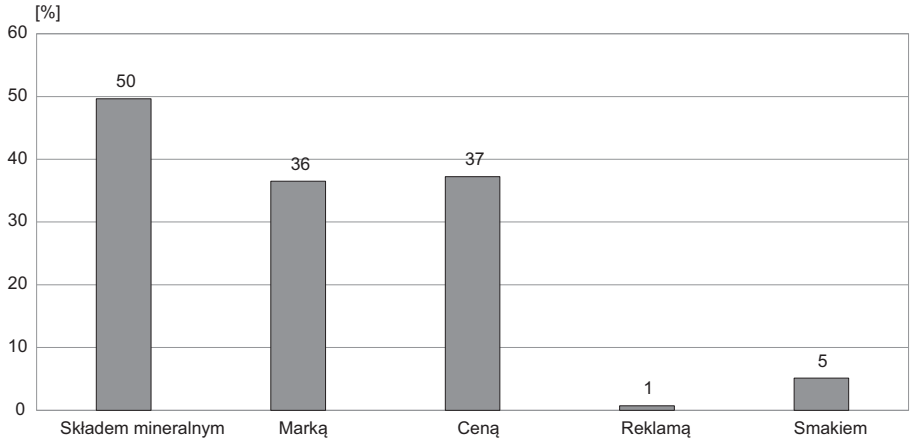
Zauważono również istotne różnice między deklaracjami osób mieszkających w kamienicach a pozostałymi – zamieszkującymi domy i bloki mieszkalne. Około 56% mieszkańców kamienic jako jedną z przyczyn picia wody z kranu wskazywało czynnik finansowy, podczas gdy w przypadku mieszkańców domów i bloków ten odsetek wyniósł 45%.

Respondenci, którzy rezygnują z picia wody wodociągowej, jako powód najczęściej wskazywali obawy dotyczące jakości rur wodociągowych (52% przypadków). Niewiele mniej (42%) uważało, że smak tej wody jest nieodpowiedni lub obawiało się występowania w niej bakterii i drobnoustrojów chorobotwórczych (40%) (ryc. 8). Nie zauważono znaczących różnic we wskazywanych przyczynach w zależności od płci respondentów.



Ryc. 8. Odsetek deklarowanych przyczyn niespożywania wody wodociągowej z podziałem na płeć (pytanie wielokrotnego wyboru) [%]

Osoby niepijące wody wodociągowej zostały także zapytane o czynniki, jakimi kierują się przy wyborze wody butelkowanej. Połowa z nich deklarowała, że znaczenie ma dla nich skład mineralny wody w butelce. Ponad jedna trzecia kierowała się ceną lub marką, zaledwie 5% – smakiem, a 1% – reklamą (ryc. 9).



Ryc. 9. Odsetek deklarowanych czynników mających wpływ na wybór wody butelkowanej (pytanie wielokrotnego wyboru) [%]

Dyskusja i wnioski końcowe

Dobór zbiorowości respondentów analizowanych z wykorzystaniem omawianej ankiety może budzić zastrzeżenia dotyczące jej reprezentatywności dla województwa wielkopolskiego. Wykorzystanie Internetu i rozpowszechnienie ankiety w sposób nienadzorowany prowadzi do dysproporcji m.in. związanych z płcią czy wiekiem respondentów. Bardzo duży odzew, w postaci 1272 wyników ankiet, pozwala na formułowanie wniosków z badania w skali globalnej (całej analizowane zbiorowości) oraz poszczególnych jej grup.

Około 89% mieszkańców województwa wielkopolskiego regularnie pije wodę wodociągową w postaci nieprzegotowanej, przegotowanej, filtrowanej lub poddanej obu czynnościom.

Odsetek osób spożywających wodę wodociągową jest niezależny od płci, wieku oraz wielkości miejscowości zamieszkania.

Odsetek ten jest również niezależny od wieku budynku, w którym respondent mieszka, jednak stwierdzono różnicę w preferencjach dotyczących wody wodociągowej w zależności od typu budynku zamieszkania. Osoby zamieszkałe w kamienicach znacząco częściej deklarowały jej spożywanie w porównaniu do mieszkańców domów i bloków mieszkalnych.

Stwierdzono, że osoby mieszkające w kamienicach częściej wybierają wodę kranową ze względów finansowych (różnica 11%). Przypuszczalnie respondenci przedstawionej ankiety, którzy zamieszkują w kamienicach, mają gorszą sytuację materialną (w porównaniu do pozostałych), która uniemożliwia całkowitą rezygnację z picia wody kranowej.

Można przypuszczać, że sytuacja materialna ma wpływ na całkowitą rezygnację niektórych mieszkańców Wielkopolski z picia wody wodociągowej. Na takie

postępowanie mogą sobie pozwolić osoby, które mają odpowiednio dużą zdolność finansową. Zamożność respondentów nie była jednak badana za pośrednictwem ankiety.

Aby przeprowadzić bardziej szczegółową analizę, dotyczącą preferencji mieszkańców Wielkopolski związanych ze spożywaniem wody wodociągowej z podziałem na poziom wykształcenia lub z podziałem na powiaty i miasta na prawach powiatu, należałoby objąć ankietą zdecydowanie większą liczbę respondentów lub dobierać ich w sposób kontrolowany w celu uzyskania adekwatnej liczby wyników dla każdej kategorii.

Jak wspomniano, porównywanie wyników ankiet dotyczących spożywania wody kranowej jest utrudnione ze względu na różnie sformułowane pytania i zestawy możliwych odpowiedzi. Odsetek osób pijących wodę bezpośrednio z kranu wynosi w województwie wielkopolskim 26%, a w samym Poznaniu 28%. Z kolei przytoczone wyniki ankiety UG wskazują, że odsetek ten wynosi 48% w Gdańsku i 59% w Sopocie. Należy jednak mieć na uwadze inny zestaw możliwych odpowiedzi w ankiecie. Nie można wykluczyć, że respondenci ankiety UG traktują nalewanie wody do dzbanka z filtrem jako jej bezpośrednie spożywanie. W przypadku Wielkopolan odsetek osób spożywających nieprzegotowaną wodę bezpośrednio z kranu lub z dzbanka filtrującego wynosi 61%, a więc jest zbliżony do wyniku dla Sopotu.

Wody podziemne pochodzące z ujęć zlokalizowanych w województwie wielkopolskim charakteryzują się z reguły stałym składem fizykochemicznym. Urządzenia wodne są regularnie konserwowane, na ujęciach prowadzony jest stały monitoring jakości wody. Wszystkie wodociągi są badane w pełnym zakresie parametrów w ramach monitoringu kontrolnego i przeglądowego zgodnie z rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dnia 13 listopada 2015 r. w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi (Dz.U. 2015, poz. 1989), a dane są udostępniane Komisji Europejskiej (wsee-poznan.pl; dostęp: 8.05.2020). W 2016 r. około 99% ludności miało dostęp do wody pochodzącej z zaopatrzenia zbiorowego o jakości zgodnej z wymaganiami określonymi w rozporządzeniu Ministra Zdrowia. Pozostałe 1% miało dostęp do wody warunkowo dopuszczonej do spożycia lub na podstawie czasowych odstępstw wydanych przez organy Państwowej Inspekcji Sanitarnej (gis.gov.pl; dostęp: 8.05.2020).

Literatura

Główny Inspektor Sanitarny, 2016, Jakości wody przeznaczonej do spożycia (https://gis.gov.pl/wp-content/uploads/2018/04/STAN-SANITARNY-jakosci-wody-przeznaczonej-do-spozycia-ROK–2016.pdf; dostęp: 8.05.2020).

GUS, 2019, Rocznik Statystyczny Województwa Wielkopolskiego. Poznań.

Leong F.T.L., Austin J.T., 2006, The Psychology Research Handbook. Sage Publications.

McDonald J.H., 2014, Handbook of Biolological Statistics, Sparky House Publishing, Baltimore.

MPWiK w m. st. Warszawie. (2016). Raport roczny 2016 (https://www.mpwik.com.pl/download.php?id=1242; dostęp: 7.05.2020).
Pheng S., Shing H., 2019, Construction Quality and the Economy, Springer, Singapore.
Portal trojmiasto.pl, 2019, Jaką wodę najchętniej pijesz? (https://www.trojmiasto.pl/ankiety/Jaka-wode-nachetniej-pijasz-ank42931.html?vop=std; dostęp: 7.05.2020).
Stupnicki R., 2015, Analiza i prezentacja danych ankietowych, Wydawnictwa Akademii Wychowania Fizycznego, Warszawa.
Uniwersytet Gdański Pracownia Realizacji Badań Socjologicznych, 2017, Jakość wody w opinii mieszkańców Gdańska i Sopotu (https://www.sng.com.pl/Portals/2/dok/Raporty%20i%20komunikaty/Raport_2017.pdf?ver=2018–11-06-093241-790; dostęp: 7.05.2020).
WSSE Poznań, 2018, Jakość wody przeznaczonej do spożycia (http://wsse-poznan.pl/images/pliki-do-pobrania/monitoring-wody/jakosc_wody_do_spozycia_2018.pdf; dostęp: 8.05.2020).

Grzegorz Walusiak, Matylda Witek-Kasprzak

Klasyfikacja obrazu jako metoda szybkiego szacowania zmian zasięgu pokrywy śnieżnej w czasie

Zarys treści: Badania grubości i zasięgu pokrywy śnieżnej mają istotne znaczenie dla oszacowania możliwości retencjonowania wody i obliczenia ekwiwalentu wodnego śniegu. Jest to ważna informacja m.in. dla organów zarządzania kryzysowego w kontekście zapobiegania powodziom roztopowym. Tradycyjne terenowe metody badania pokrywy śnieżnej są czasochłonne, a dane, które w ten sposób uzyskujemy, mają charakter dyskretny. Istnieją zatem ograniczenia i trudności w uzyskaniu tą drogą informacji o pokrywie śnieżnej na większym obszarze. Nowoczesne technologie, zwłaszcza bezzałogowe statki powietrzne (UAV – ang. *Unmanned Aerial Vehicle*), umożliwiają pozyskanie wysokorozdzielczych danych z wielu miejsc, co jest niezwykle ważne w kontekście analizy często dynamicznie zmieniającej się pokrywy śnieżnej. Zastosowanie dodatkowo automatycznych metod klasyfikacji obrazu powstałego ze zdjęć lotniczych niskiego pułapu pozwala na szybkie określenie zasięgu pokrywy śnieżnej z błędem rzędu 5%.

Słowa kluczowe: klasyfikacja obrazu, pokrywa śnieżna, UAV

Wstęp

Pokrywa śnieżna jest ważnym elementem środowiska przyrodniczego, przede wszystkim ze względu na retencjonowane w niej zasoby wody. Badania pokrywy śnieżnej są bardzo istotne z punktu widzenia rolnictwa, leśnictwa, ale także zarządzania kryzysowego i ochrony przeciwpowodziowej (Wang i in. 2016, Niedzielski i in. 2019).

Głównymi czynnikami wpływającymi na grubość pokrywy śnieżnej, jej zasięg oraz czas zalegania są: lokalizacja obszaru, pokrycie terenu (Mrugasiewicz, Sobik 2000) oraz lokalna rzeźba (Ojrzyńska i in. 2010). Badania pokrywy śnieżnej

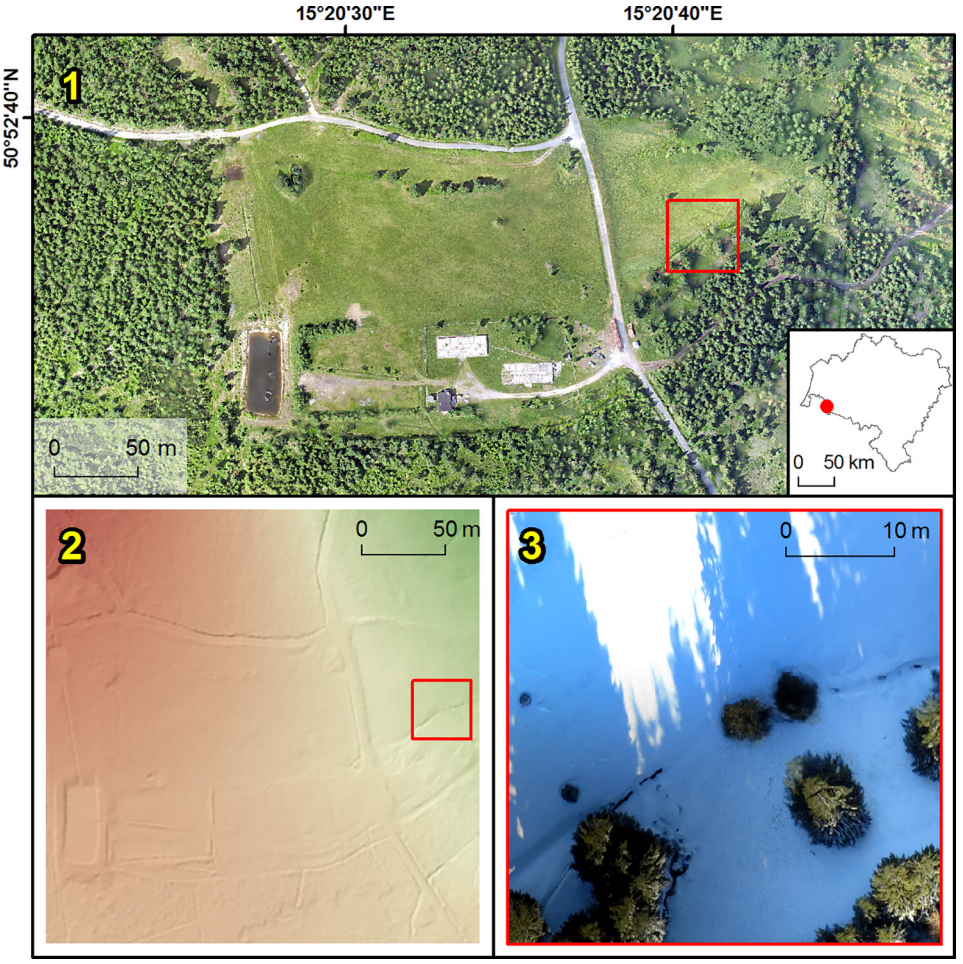
GW – Uniwersytet Wrocławski, Koło Naukowe Studentów Geografii im. Juliana Czyżewskiego, Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
e-mail: 281579@uwr.edu.pl
MW-K – Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geoinformatyki i Kartografii, Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław

prowadzone są najczęściej na obszarach górskich, dotyczą głównie jej grubości, czasu zalegania (Mrugasiewicz, Sobik 2000, Sobik i in. 2009, Ojrzyńska i in. 2010, Bühler i in. 2016a, b, Urban 2016, Miziński, Niedzielski 2017), rzadziej poruszany jest temat jej przestrzennego zasięgu. Zdecydowana większość analiz opiera się na danych satelitarnych o rozdzielczościach od 30 m do 25 km (Berezowski, Chormański 2011, Dietz i in. 2012, Wang i in. 2017). Rozdzielczość przestrzenna tych danych jest zadowalająca tylko w mezo- i makroskali, natomiast przy mapowaniu zasięgu pokrywy w skali lokalnej pomocne są bezzałogowe statki powietrzne, które z powodzeniem mogą zastąpić czasochłonne, tradycyjne sondowania pokrywy śnieżnej. Technologie UAV umożliwiają szybkie i tanie pozyskanie wysokorozdzielczych zdjęć lotniczych (do 3,5 cm/px) z wielu miejsc, co jest niezwykle ważne w kontekście analizy często dynamicznie zmieniającej się pokrywy śnieżnej. Dzięki temu możliwe jest m.in. wskazanie zasięgu pokrywy śnieżnej z dużą dokładnością, obliczenie jej grubości, a co za tym idzie – oszacowanie ekwiwalentu wodnego śniegu (Niedzielski i in. 2019). To zagadnienie jest istotne w obliczu oceny ryzyka powodziowego związanego z epizodami topnienia pokrywy śnieżnej i minimalizowania tego zagrożenia.

Celem opracowania jest sprawdzenie możliwości wykorzystania jedynie zdjęć lotniczych niskiego pułapu do szacowania zmian zasięgu pokrywy śnieżnej w czasie zbliżonym do rzeczywistego, z użyciem metod automatycznej klasyfikacji obrazu. Sprawdzono skuteczność działania różnych klasyfikatorów, poczynając od metod całkowicie automatycznych (klasyfikacje nienadzorowane), przez półautomatyczne (klasyfikacje nadzorowane, bazujące na wiedzy eksperta wskazującego algorytmom pewien wzorzec), po dwuetapowe klasyfikacje obiektowe, w których właściwy etap klasyfikacji poprzedza segmentacja obrazu. Do analizy wybrano jedną sytuację terenową, z 29 grudnia 2016 r., dla której podjęto próbę wskazania metody o największej dokładności. W końcowym etapie pracy, przy użyciu najskuteczniejszego klasyfikatora, wyznaczono w sposób automatyczny zasięg pokrywy śnieżnej dla dziewięciu sytuacji, dla których wykonywane były naloty UAV nad obszarem badań. Dla wszystkich scen dokonano klasyfikacji na dwie klasy *śnieg* i *nie-śnieg*.

Dane

Automatyczną klasyfikację pokrywy śnieżnej przeprowadzono w oparciu o dane pochodzące z nalotów bezzałogowym statkiem powietrznym (UAV) nad Polaną Izerską (ryc. 1). Teren badań zlokalizowany jest w Górach Izerskich, w dorzeczu rzeki Kwisy, na wysokości od 951 do 976 m n.p.m. Jest to rozległa górska polana o wymiarach 250×170 m, otoczona lasem świerkowym. W jej obrębie wydzielono obszar testowy o wymiarach 40×40 m, zlokalizowany w jej wschodniej, najniżej położonej części, poniżej drogi przecinającej Polanę w osi północ–południe (ryc. 1). W tym miejscu obserwuje się najlepsze warunki do akumulacji pokrywy śnieżnej. Jej miąższość jest tu często największa. Obszar testowy znajduje się



Ryc. 1. Obszar badań: 1 – lokalizacja obszaru testowego w obrębie Polany Izerskiej, 2 – model wysokościowy, 3 – obszar testowy

przy granicy lasu. Większą jego część porasta roślinność trawiasta. W południowym fragmencie widoczne są drzewa iglaste, będące otoczeniem Polany. W centralnej części sceny znajdują się izolowane młode świerki. Powierzchnia terenu jest zasadniczo płaska, obniża się w kierunku wschodnim. Obszar przecięty jest płytkim zagłębieniem o orientacji SW–NE, w którym często obserwuje się wytopiony śnieg.

Danymi wejściowymi dla wszystkich analiz są zdjęcia lotnicze niskiego pułapu z zasobu Zakładu Geoinformatyki i Kartografii Uniwersytetu Wrocławskiego, pozyskane za pomocą dwóch platform bezzałogowych swingletCAM oraz eBee w okresie od 9 kwietnia 2015 r. do 8 kwietnia 2019 r. Zdjęcia wykonywane były w różnych sytuacjach meteorologicznych (śniegowych) i oświetleniowych (tab. 1). Obie platformy UAV wyposażone są w kamery światła widzialnego (RGB). Loty

Tabela 1. Parametry lotów UAV; wyróżniono nalot testowy z 29 grudnia 2016 r.

Data	Pokrycie (lateral/ longitudinal)** (%)	Rozdzielczość (cm/px)	Wysokość lotu ATO*** (m)	Godzina wykonania pierwszego zdjęcia (UTC)	Liczba zdjęć	Czas lotu	Zachmurzenie	Charakterystyka pokrywy śnieżnej
29.12.2016	60/75	3,8	108,7	10:06	131	12’15’’	brak	zwarta, cienie
09.04.2015*	60/75	4,3	123,6	09:14	71	17’41”	częściowe	zwarta, cienie
				10:28	81	16’12”		
				11:30	72	15’25”		
10.03.2016	60/75	4,3	123,6	14:05	289	28’52’’	całkowite	zwarta, brak cieni
29.12.2016	60/75	5,2	151,8	10:59	88	11’07”	brak	zwarta, cienie
29.12.2016	60/75	3,8	108,7	11:24	134	12’14”	brak	zwarta, cienie
25.01.2017	60/75	3,8	108,7	12:51	196	17’17”	całkowite	zwarta, brak cieni
15.02.2017	60/75	3,8	108,7	10:54	146	13’51”	brak	zwarta, cienie
16.03.2017	60/75	3,8	108,7	11:45	130	12’29”	brak	zwarta, cienie
16.03.2017	60/75	5,2	151,8	12:23	86	10’19”	brak	zwarta, cienie
08.04.2019	60/75	3,8	108,7	09:52	139	13’38’’	brak	wytapiająca się, cienie

* ortofotomapa opracowana na podstawie zdjęć z trzech nalotów
** lateral – pokrycie poprzecznie do ścieżki lotu, longitudinal – pokrycie wzdłuż ścieżki lotu
*** ATO (ang. *Above Takeoff Altitude*) – wysokość ponad punktem startu

wykonywane były na trzech wysokościach: 108, 123 i 151 m nad miejscem startu (ATO), dzięki czemu pozyskano materiał o rozdzielczości odpowiednio: 3,8, 4,3 i 5,2 cm/px. Do badań użyto danych z 10 nalotów, z czego 1 zestaw zdjęć (z 29 grudnia 2016 r.) wykorzystano jako testowy; sprawdzono na nim skuteczność działania 11 klasyfikatorów automatycznych. Dla pozostałych 9 sytuacji zasięg pokrywy śnieżnej wyznaczono przy użyciu klasyfikatora dającego najlepszą dokładność w testach.

Metody

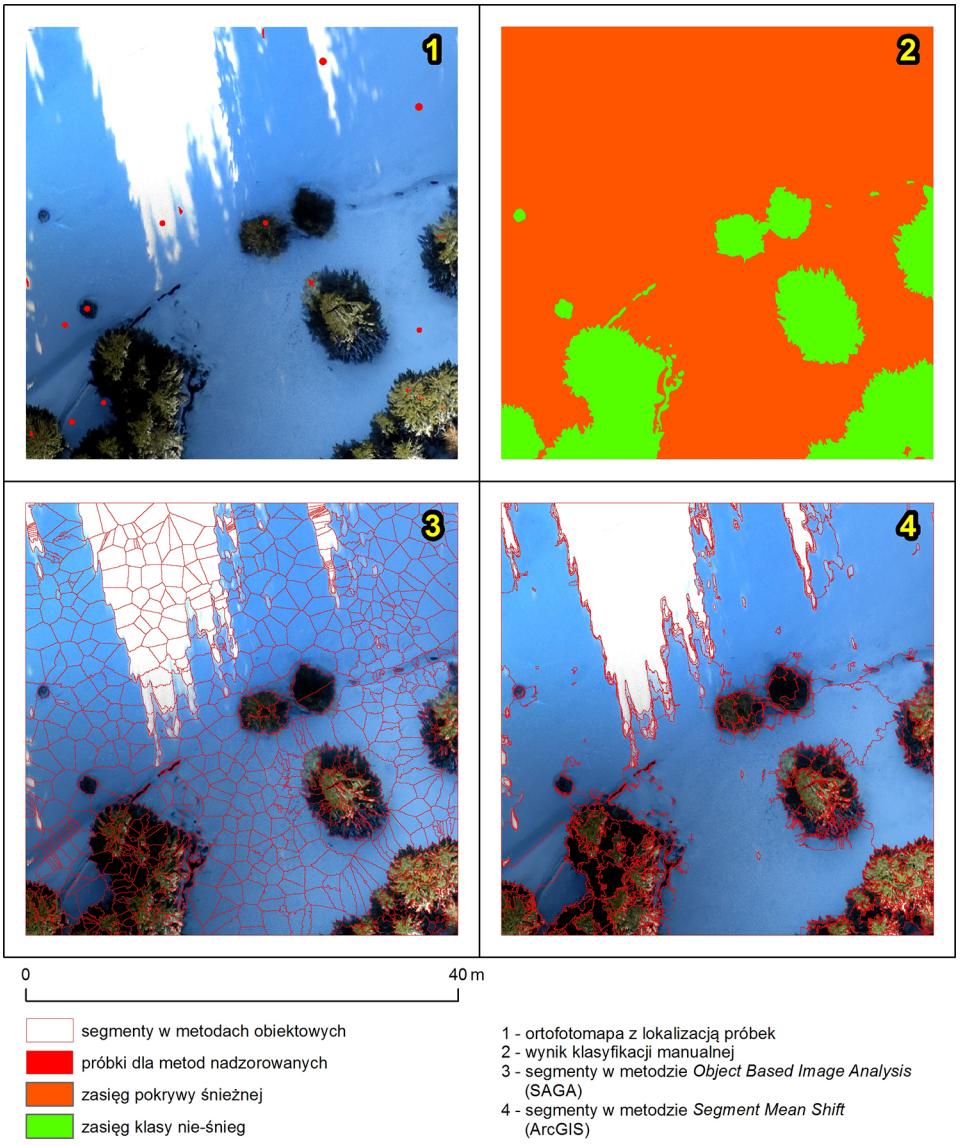
Przygotowanie danych

Analizowane ortofotomapy stworzono z wykorzystaniem algorytmu *SfM* (ang. *Structure-from-Motion*) (Westoby i in. 2012), zaimplementowanego w oprogramowaniu Agisoft Photoscan 1.4.1. Georeferencję oparto na pomiarach wykonanych standardowym urządzeniem GNSS, znajdującym się na platformach UAV. Nie wykonywano dodatkowych pomiarów naziemnych punktów kontrolnych (GCP – ang. *ground control points*), co spowodowało błąd poziomy do 3–4 m. Aby jednolicie wyznaczyć obszar testowy, wszystkie ortofotomapy dopasowano do sceny wzorcowej (29 grudnia 2016 r.) w oparciu o punkty charakterystyczne, wykorzystując metodę *Spline* w oprogramowaniu ArcGIS 10.5.1. Nadano im układ współrzędnych prostokątnych UTM Zone 33N. Zróżnicowana wysokość lotów UAV determinowała różne rozdzielczości zdjęć, a co za tym idzie – także różne rozdzielczości wynikowych ortofotomap. Porównywanie klasyfikacji wykonanych na ortofotomapach w różnych rozdzielczościach jest niepoprawne merytorycznie (różny rozmiar komórek warstw rastrowych). Należało więc sprowadzić ortofotomapy do jednej, wspólnej rozdzielczości (4 cm/px). Dodatkowo docięto wszystkie sceny do analizowanego obszaru 40×40 m. Działania te zostały wykonane przy użyciu OSGeo4W Shell (Open Source Geospatial For Windows) i polecenia *gdalwarp* w linii komend.

Wykorzystane w badaniach materiały to zdjęcia i ortofotomapy w czterech kanałach spektralnych (RGB + kanał *alpha*, kanał przezroczystości). W dotychczasowych badaniach klasyfikacje obrazu prowadzone były na warstwach 3-kanałowych (m.in. Chabot i in. 2018, Langhammer, Vacková 2018, Niedzielski i in. 2018). Ponadto testy wykazały, że obecność kanału *alpha* powoduje niepoprawną segmentację obrazu (pierwszy etap klasyfikacji obiektowych). Ponieważ kanał przezroczystości ma tę samą wartość dla każdego piksela (255), w wyniku segmentacji powstaje jeden segment wielkości 40×40 m, obejmujący cały analizowany obszar. Zdecydowano się zatem na eliminację kanału *alpha* przed właściwym procesem automatycznej klasyfikacji. Próby wykazały, że usunięcie kanału *alpha* nie wpływa na poprawne działanie pozostałych klasyfikatorów. Do stworzenia 3-kanałowych warstw rastrowych użyto narzędzia *Make Raster Layer* (ArcGIS).

Manualna klasyfikacja ekspercka – przygotowanie wzorca

Sprawdzenie dokładności klasyfikacji automatycznych wymaga porównania ich wyników ze wzorcem, którym jest zasięg pokrywy śnieżnej wyznaczony przez eksperta GIS na testowej ortofotomapie z 29 grudnia 2016 r. (ryc. 2.1). Wektory-



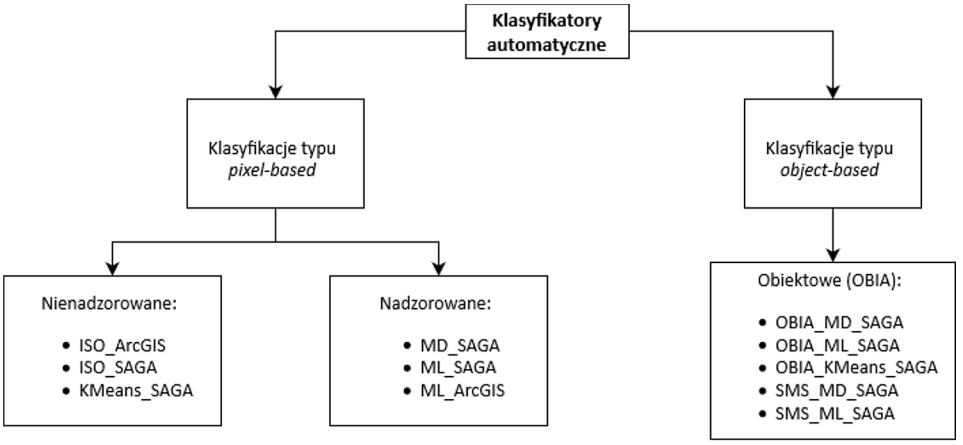
Ryc. 2. Obszar testowy z 29 grudnia 2016 r.: 1 – ortofotomapa z próbkami testowymi do metod nadzorowanych, 2 – wynik klasyfikacji manualnej (wzorzec eksperta), 3 segmenty dla metody *Object Based Image Analysis*, 4 – segmenty dla metody *Segment Mean Shift*

zację przeprowadzono w oprogramowaniu ArcGIS. Wyznaczając zasięg pokrywy śnieżnej, ekspert kierował się jej meteorologiczną definicją – pokrywę śnieżną tworzy śnieg zalegający bezpośrednio na gruncie (Zawiślak 2010). W tym rozumieniu pokrywa nie jest zawsze tożsama ze śniegiem widzianym na zdjęciu, np. śnieg na koronach drzew nie został przez eksperta sklasyfikowany jako pokrywa śnieżna, natomiast klasyfikatory bazujące wyłącznie na analizie barwy danego piksela zaliczą prawdopodobnie taki element do klasy *śnieg*. Problematyczne są także miejsca przysłonięte przez korony drzew, które ekspert uznaje za obszary bez śniegu. Może to być niezgodne z faktycznie występującą pokrywą śnieżną, jednak zadaniem eksperta jest wyznaczenie zasięgu pokrywy widocznej na ortofotomapie, a nie wskazanie jej realnego występowania w terenie. Można spodziewać się, że klasyfikatory automatyczne zadziałają w takiej sytuacji podobnie. W trakcie wektoryzacji największe problemy interpretacyjne ekspert napotykał na granicach koron drzew, a także krawędziach pozostałych elementów wystających ponad pokrywę śnieżną. W tym miejscu należy zwrócić uwagę na niedoskonałości samej ortofotomapy, wynikające z procesu przetwarzania. Przy braku odpowiedniego pokrycia zdjęciami lub wadliwym dopasowaniu zdjęć przez algorytm *SfM* mogą występować zniekształcenia obrazu. Wyznaczenie granicy pokrywy śnieżnej w takich miejscach może być więc problematyczne. W obrębie zwartej pokrywy, w południowej części sceny, widoczne są zagłębienia, w których częściowo doszło do wytopienia się śniegu. Nie we wszystkich przypadkach granica zasięgu pokrywy jest wyraźna. W ostatnim etapie przygotowania wzorca dokonano konwersji warstwy wektorowej na rastrową za pomocą narzędzia *Polygon To Raster* (ArcGIS). Zasięg pokrywy śnieżnej wyznaczonej manualnie przez eksperta przedstawiono na rycinie 2.2.

Klasyfikacje automatyczne

Klasyfikacje automatyczne można podzielić na dwie podstawowe grupy: *pixel-based* i *object-based* (ryc. 3). Pierwszą grupą są metody oparte na klasyfikacji poszczególnych pikseli, uwzględniając jedynie ich barwę, natomiast drugą – metody klasyfikujące wcześniej przygotowane segmenty, czyli zgrupowania pikseli, wydzielone w poprzedzającym właściwą klasyfikację procesie segmentacji. Segmentacja polega na podziale obrazu na zestaw rozłącznych regionów w taki sposób, aby różniły się one między sobą określonymi charakterystykami, np.: barwą, kształtem, rozmiarem, teksturą (Hossain, Chen 2019, za: Lucchese, Mitray 2001). Wszystkie klasyfikacje wykonano za pomocą oprogramowania ArcGIS 10.5.1 oraz SAGA 7.5.0.

W grupie klasyfikatorów *pixel-based* można wyróżnić klasyfikatory działające całkowicie automatycznie – klasyfikatory nienadzorowane (ang. *unsupervised*) oraz metody półautomatyczne – klasyfikatory nadzorowane (ang. *supervised*). Metody nienadzorowane wymagają na samym początku zdefiniowania liczby klas, na które ma być podzielony obraz, w tej pracy są to dwie klasy: 1 – *śnieg*, 2 – *nie-śnieg*.



Ryc. 3. Podział metod automatycznych wykorzystanych w pracy

W przypadku metod nadzorowanych konieczne jest wyznaczenie wzorca każdej klasy, na podstawie którego algorytm będzie mógł dokonać klasyfikacji.

Spośród klasyfikatorów nienadzorowanych wybrano metody *k-średnich* i *ISODATA* (ang. *Iterative Self-Organizing Data Analysis Techniques*), polegające na dopasowaniu pikseli do arbitralnie wyznaczonych środków klas. W kolejnych krokach iteracji wyznaczane są nowe środki klastrów, a procedura dopasowania powtarzana jest do momentu, w którym nie ma już znaczących przemieszczeń pikseli w kierunku nowych środków klas. W metodzie *ISODATA* możliwe jest połączenie, podzielenie lub usunięcie klasy, jeśli nie są spełnione ustalone warunki progowe (Lillesand i in. 2008, Bhatta 2011).

Metody nadzorowane wymagają przygotowania wzorca, na podstawie którego piksele zostaną zaklasyfikowane do konkretnej klasy (Parece i in. br.). Został on opracowany w oparciu o wizualną analizę sceny. Aby zoptymalizować wzorzec, przeprowadzono analizę polegającą na odnalezieniu na obrazie miejsc należących do konkretnej klasy *śnieg* lub *nie-śnieg* (wykorzystano klasyfikację eksperta) i jednocześnie charakteryzujących się wartością piksela z pewnego przedziału (szerokość pasma kanału 1 podzielono na odcinki jednakowej długości). Dzięki temu podejściu pobrano próbki ze zróżnicowanych pod względem spektralnym miejsc (ryc. 2.1). Klasyfikację przeprowadzono dwiema metodami: *Maximum Likelihood (ML)* i *Minimum Distance* (*MD*). Metoda największego prawdopodobieństwa (*ML*) liczy statystyki, które określają prawdopodobieństwo zaklasyfikowania piksela do danej klasy (Asmala 2012). Metoda *Minimum Distance (MD)* dopasowuje piksele na podstawie najmniejszej odległości do środka klastra (Lillesand i in. 2008, Bhatta 2011).

Główną ideą klasyfikacji obiektowych jest wydzielenie na analizowanym obrazie segmentów, które reprezentują realnie występujące w terenie obiekty, niezależnie od skali zobrazowania (Blaschke 2010). Na etapie segmentacji tworzone są obiekty, które następnie są klasyfikowane z użyciem metod nadzorowanych lub nienadzorowanych. Proces segmentacji opiera się na założeniu, że wewnętrzna zmienność stworzonego obiektu jest mniejsza niż zmienność względem

sąsiednich segmentów (Burnett, Blaschke 2003, Conrad i in. 2015, Langhammer, Vacková 2018). W opracowaniu wykorzystano dwa sposoby segmentacji obrazu: *Object Based Image Analysis* (SAGA 7.5.0; Fisfer i in. 2016) oraz *Segment Mean Shift* (ArcGIS; Comaniciu, Meer 2002, Parece i in. br.). W metodzie *Object Based Image Analysis* na drodze eksperymentu ustalono parametr *band width* decydujący o stopniu rozdrobnienia segmentów. W podejściu *Segment Mean Shift* przetestowano natomiast dobór parametrów *Spectral Detail* i *Spatial Detail*, wpływających na rozdrobnienie segmentów w zależności od charakterystyk spektralnych i przestrzennych obiektów na badanym obszarze.

Ocena dokładności klasyfikacji

Ocenę dokładności wszystkich klasyfikacji dla zestawu danych testowych wykonano przy użyciu macierzy błędów (ang. *confusion matrix*), gdzie: (1) TP (ang. *true positive*) – liczba pikseli prawidłowo zaklasyfikowanych zarówno przez eksperta (klasyfikacja manualna), jak i przez klasyfikator automatyczny jako *śnieg*; (2) FP (ang. *false positive*) – liczba pikseli nieprawidłowo zaklasyfikowanych jako *śnieg*; klasyfikator uznał, że te piksele należą do klasy *śnieg*, ale klasyfikacja manualna wykazała, że występuje tam *nie-śnieg*; (3) FN (ang. *false negative*) – liczba pikseli nieprawidłowo zaklasyfikowanych jako *nie-śnieg*; klasyfikator uznał, że te piksele należą do klasy *nie-śnieg*, ale klasyfikacja manualna wykazała, że występuje tam *śnieg*; (4) TN (ang. *true negative*) – liczba pikseli prawidłowo zaklasyfikowanych zarówno przez eksperta (klasyfikacja manualna), jak i przez klasyfikator automatyczny jako *nie-śnieg* (tab. 2). Zaliczenie piksela do klasy *śnieg* traktowane jest jako pozytywny wynik klasyfikacji, natomiast do klasy *nie-śnieg* – jako wynik negatywny.

W pracy wykorzystano następujące miary dokładności klasyfikacji: (1) dokładność ogólna (O.ACC., ang. *overall accuracy*) – stosunek liczby pikseli poprawnie sklasyfikowanych do sumy wszystkich pikseli; (2) dokładność użytkownika, precyzja (U.ACC., ang. *user's accuracy, precision*) – stosunek liczby pikseli poprawnie sklasyfikowanych w danej klasie do sumy pikseli przyporządkowanych przez algorytm do tej klasy, obliczana osobno dla każdej klasy; (3) dokładność producenta (P.ACC., ang. *producer's accuracy*) – stosunek liczby pikseli poprawnie sklasyfikowanych w danej klasie do sumy pikseli przyporządkowanych przez eksperta do tej klasy, obliczana osobno dla każdej klasy; (4) FPR (ang. *false positive rate*) – błąd klasyfikatora popełniony na klasie *nie-śnieg*, definiowany jako 1 – TNR, gdzie TNR to miara definiowana jako specyficzność (ang. *specificity*) – procent *nie-śniegu* realnie występującego, jaki został wykryty prawidłowo przez klasyfikator; (5) TPR (ang. *true positive rate*) – czułość (*ang. recall*) jest wskaźnikiem podobnym do dokładności producenta, jednak nie jest obliczana osobno dla każdej z klas. W tej pracy wskaźnik obliczany jest tylko dla klasy *śnieg* i mówi o tym, jaki procent realnie występującego *śniegu* został prawidłowo wykryty przez klasyfikator (Congalton 1991, 2001, Banko 1998, Fawcett 2006); (6) wskaźnik Kappa (Sim, Wright 2005).

Tabela 2. Miary dokładności klasyfikacji – dane testowe 29 grudnia 2016 r.

Klasyfikator	Liczba pikseli (%)				O.ACC.	U.ACC. (śnieg)	U.ACC. (nie-śnieg)	P.ACC. (śnieg)	P.ACC. (nie-śnieg)	E.COM. (śnieg)	E.COM. (nie-śnieg)	E.OM. (śnieg)	E.OM. = FPR (nie-śnieg)	TPR	Kappa	(K-M)/M [%]
	TP	FP	FN	TN												
ISO_ArcGIS	541769 (54,2)	3614 (0,4)	275583 (27,6)	179034 (17,9)	0,7208	0,9934	0,3938	0,6628	0,9802	0,0066	0,6062	0,3372	0,0198	0,6628	0,4075	–33,27
ISO_SAGA	637751 (63,8)	5845 (0,6)	179601 (18,0)	17680 (17,7)	0,8146	0,9909	0,4961	0,7803	0,9680	0,0091	0,5039	0,2197	0,0320	0,7803	0,5464	–21,26
k_means_ SAGA	669722 (67,0)	7120 (0,7)	147630 (14,8)	175528 (17,6)	0,8453	0,9895	0,5432	0,8194	0,9610	0,0105	0,4568	0,1806	0,0390	0,8194	0,6009	–17,19
MD_SAGA	703624 (70,4)	8137 (0,8)	113728 (11,4)	174511 (17,5)	0,8781	0,9886	0,6054	0,8609	0,9554	0,0114	0,3946	0,1391	0,0446	0,8609	0,6667	–12,92
ML_SAGA	810930 (81,1)	22230 (2,2)	6422 (0,6)	160418 (16,0)	0,9713	0,9733	0,9615	0,9921	0,8783	0,0267	0,0385	0,0079	0,1217	0,9921	0,9007	1,93
ML_ArcGIS	810962 (81,1)	22246 (2,2)	6390 (0,6)	160402 (16,0)	0,9714	0,9733	0,9617	0,9922	0,8782	0,0267	0,0383	0,0078	0,1218	0,9922	0,9007	1,94
OBIA_MD	727562 (72,8)	6160 (0,6)	89790 (9,0)	176488 (17,6)	0,9041	0,9916	0,6628	0,8901	0,9663	0,0084	0,3372	0,1099	0,0337	0,8901	0,7271	–10,23
OBIA_ML	807970 (80,8)	15900 (1,6)	9382 (0,9)	166748 (16,7)	0,9747	0,9807	0,9467	0,9885	0,9129	0,0193	0,0533	0,0115	0,0871	0,9885	0,9141	0,80
OBIA_Kme-ans	713767 (71,4)	6505 (0,7)	103585 (10,4)	176143 (17,6)	0,8899	0,9910	0,6297	0,8733	0,9644	0,0090	0,3703	0,1267	0,0356	0,8733	0,6944	–11,88
SMS_MD	772865 (77,3)	6447 (0,6)	44487 (4,4)	176201 (17,6)	0,9491	0,9917	0,7984	0,9456	0,9647	0,0083	0,2016	0,0544	0,0353	0,9456	0,8422	–4,65
SMS_ML	814168 (81,4)	25582 (2,6)	3184 (0,3)	157066 (15,7)	0,9712	0,9695	0,9801	0,9961	0,8599	0,0305	0,0199	0,0039	0,1401	0,9961	0,8988	2,74
Liczba pikseli śniegu (M)	817352		Procent śniegu		81,74											
Liczba pikseli nie-śniegu	182648		Procent nie--śniegu		18,26											

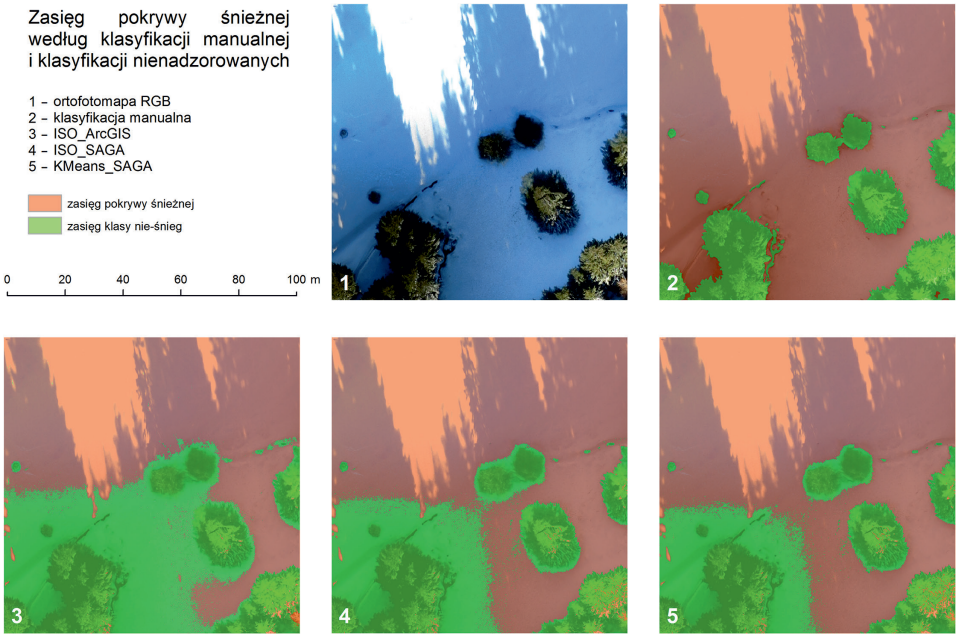
Objaśnienia do tabeli 2:
TP (ang. *true positive* – piksele prawidłowo zaklasyfikowane do klasy *śnieg*)
FP (ang. *false positive* – piksele błędnie zaklasyfikowane do klasy *śnieg*)
FN (ang. *false negative* – piksele nieprawidłowo zaklasyfikowane do klasy *nie-śnieg*)
TN (ang. *true negative* – piksele prawidłowo zaklasyfikowane do klasy *nie-śnieg*)
O.ACC. (ang. *overall accuracy*) – dokładność ogólna
$U.ACC._{(śnieg)}$/$U.ACC._{(nie\text{-}śnieg)}$ (*ang. user's accuracy*) – dokładność użytkowanika dla klasy *śnieg/nie-śnieg*
$P.ACC._{(śnieg)}$/$P.ACC._{(nie\text{-}śnieg)}$ (*ang. producer's accuracy*) – dokładność producenta dla klasy *śnieg/nie-śnieg*
$E.COM._{(śnieg)}$/$E.COM._{(nie\text{-}śnieg)}$ (*ang. errors of comission*) – nadmiarowo sklasyfikowany *śnieg/nie-śnieg* w stosunku do całości sklasyfikowanego *śniegu/nie-śniegu*
$E.OM._{(śnieg)}$/$E.OM._{(nie\text{-}śnieg)}$ (*ang. errors of omission)* – brakujący *śnieg/nie-śnieg* w stosunku do całości realnie występującego *śniegu/nie-śniegu*
FPR (*ang. false positive rate*) – błąd klasyfikatora popełniony na klasie *nie-śnieg*
TPR (*ang. true positive rate*) – czułość dla klasy *śnieg*
K – liczba pikseli sklasyfikowana przez klasyfikator jako *śnieg* (TP+FP)
M – liczba pikseli śniegu sklasyfikowana przez eksperta jako *śnieg* (TP+FN)

Automatyczna klasyfikacja zasięgu pokrywy śnieżnej

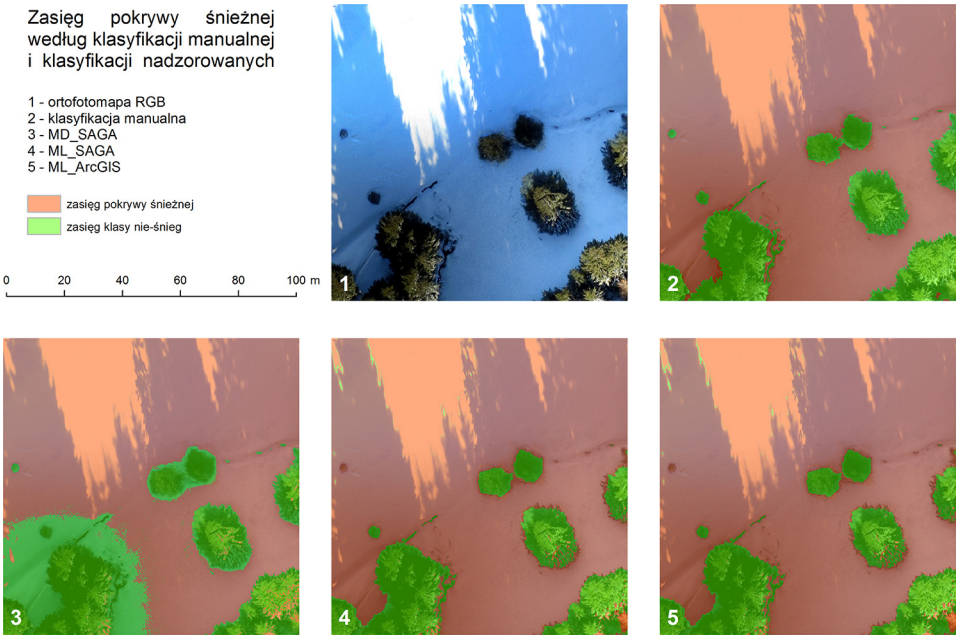
Skuteczność działania 11 klasyfikatorów testowano na stosunkowo skomplikowanej, niejednoznacznej do interpretacji scenie. Nalot UAV 29 grudnia 2016 r. wykonano w godzinach przedpołudniowych przy bezchmurnym niebie i intensywnym świetle słonecznym (słońce nisko nad horyzontem). W związku z powyższym, na ortofotomapie widoczne są wyraźne, długie cienie rzucane przez elementy pokrycia terenu (tab. 1). Mogą one znacząco zakłócić prawidłowe działanie metod automatycznych.

Wyniki klasyfikacji typu *pixel-based*

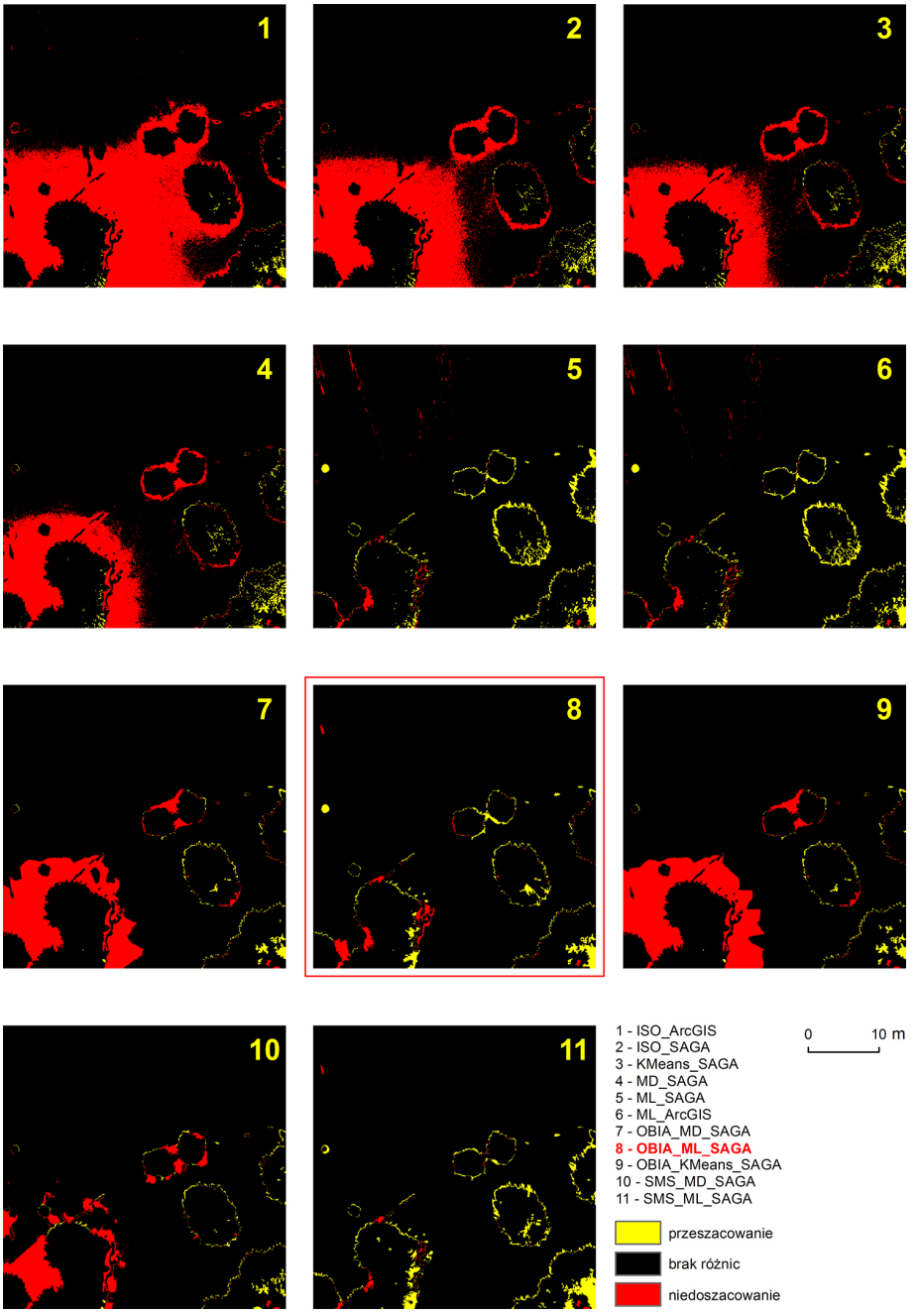
Wyniki klasyfikacji sceny z grudnia 2016 r. przez klasyfikatory nienadzorowane są podobne (ryc. 4). Wszystkie metody prawidłowo wykryły większość obszaru pozbawionego pokrywy śnieżnej (P.ACC.(*nie-śnieg*) ok. 96–98%), jednak zdecydowanie przeszacowały powierzchnię należącą do klasy *nie-śnieg* (tab. 2). Dotyczy to zwłaszcza południowo-zachodniego narożnika sceny. Największy błąd odnotowano dla klasyfikatora ISO_ArcGIS, który do klasy *nie-śnieg* zaliczył nadmiarowo blisko 28% całości analizowanego terenu. Błąd klasyfikacji dotyczy przede wszystkim obszaru niedoświetlonego, znajdującego się pomiędzy drzewami; jest to obszar zacieniony, przy czym cień jest tutaj najciemniejszy. Każdy klasyfikator przeszacował zasięg klasy *nie-śnieg* wokół wszystkich widocznych na ortofotomapie drzew, zarówno tych w zgrupowaniu, jak i pojedynczych (ryc. 4). Najmniejszy błąd klasyfikatory popełniły w przypadku drzew znajdujących się w południowo-wschodniej części obszaru. Klasa *nie-śnieg* została prawidłowo wykryta także na niewielkich (do 2 m) powierzchniach z wytopionym śniegiem, znajdujących się w obrębie liniowego zagłębienia terenu o orientacji zbliżonej do SW–NE. Wszystkie klasyfikatory popełniły także błąd na klasie *śnieg*, wyróżniając jej elementy



Ryc. 4. Porównanie wyników klasyfikacji manualnej i klasyfikacji nienadzorowanych – dane testowe 29 grudnia 2016 r.



Ryc. 5. Porównanie wyników klasyfikacji manualnej i klasyfikacji nadzorowanych – dane testowe 29 grudnia 2016 r.



Ryc. 6. Zgodność klasyfikacji automatycznych z wzorcem manualnym dla danych testowych z 29 grudnia 2016 r. (wyróżniono obszary, gdzie zasięg pokrywy śnieżnej jest niedoszacowany lub przeszacowany w metodach automatycznych); wyróżniono najskuteczniejszy klasyfikator

w obrębie koron drzew (przeszacowanie rzędu 0,4–0,7% całego obszaru), co jest sprzeczne z przyjętą przez eksperta definicją pokrywy śnieżnej. Skuteczność wykrywania pokrywy śnieżnej przez klasyfikatory nienadzorowane kształtowała się na poziomie 66–82% (tab. 2).

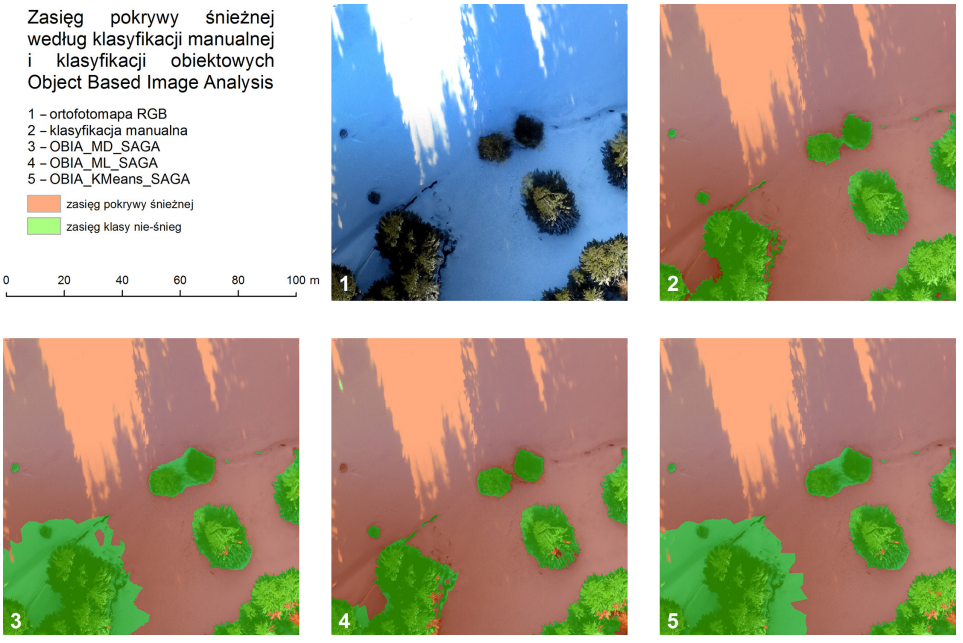
Na potrzeby klasyfikacji nadzorowanych stworzono wzorzec, wyznaczając dla klasy *śnieg* 10 próbek testowych, natomiast dla klasy *nie-śnieg* – 9 (ryc. 2.1). Wyniki klasyfikacji metodami nadzorowanymi są znacznie lepsze niż te uzyskane dla klasyfikacji nienadzorowanych (ryc. 5, 6). Skuteczność wykrywania pokrywy śnieżnej wzrosła dla klasy śnieg do poziomu 86–99% w zależności od metody (tab. 2). Testowane w opracowaniu klasyfikatory nadzorowane (ryc. 3) wykorzystują różne algorytmy klasyfikacji, co wyraźnie odzwierciedla się w otrzymanych wynikach (ryc. 5). Klasyfikator MD_SAGA, wykorzystujący algorytm *Minimum Distance* (MD), podobnie jak omówione wcześniej klasyfikacje nienadzorowane, znacząco przeszacowuje powierzchnie klasy *nie-śnieg* (11%). Błąd jest jednak o ponad połowę mniejszy niż w przypadku wszystkich klasyfikacji nienadzorowanych. Błędnie sklasyfikowano podobny obszar, tzn. zacieniony grunt pomiędzy drzewami w południowo-zachodniej części terenu oraz powierzchnie wokół większości drzew. Klasyfikatory wykorzystujące algorytm *Maximum Likelihood* (ML) zadziałały zdecydowanie inaczej. Na bardzo małym terenie obserwujemy błąd przeszacowania dla obszaru bez pokrywy śnieżnej, natomiast wyraźnie zaznacza się niedoszacowanie tej klasy na granicy pomiędzy drzewami a gruntem (ryc. 6). Metody te nie wykryły także niektórych zagłębień z wytopionym śniegiem oraz jednego młodego świerka. Podobnie jak w przypadku klasyfikacji nienadzorowanych, dla metod nadzorowanych obserwujemy błędnie sklasyfikowany *śnieg* w obrębie koron drzew. Omawiane metody zadziałały tu nieco gorzej, klasyfikując 0,8–2,2% obszaru niewłaściwie do klasy *śnieg*. W klasyfikacji metodami ML_SAGA i ML_ArcGIS można zauważyć jeszcze jeden dość ciekawy błąd – algorytmy zaklasyfikowały do klasy *nie-śnieg* pojedyncze piksele w obrębie wydłużonych cieni drzew. Źle dopasowane piksele pojawiają się w peryferyjnych fragmentach cieni, w miejscach lepszego doświetlenia powierzchni. Błąd ten nie występuje w przypadku klasyfikatora MD_SAGA.

Wyniki klasyfikacji typu *object-based*

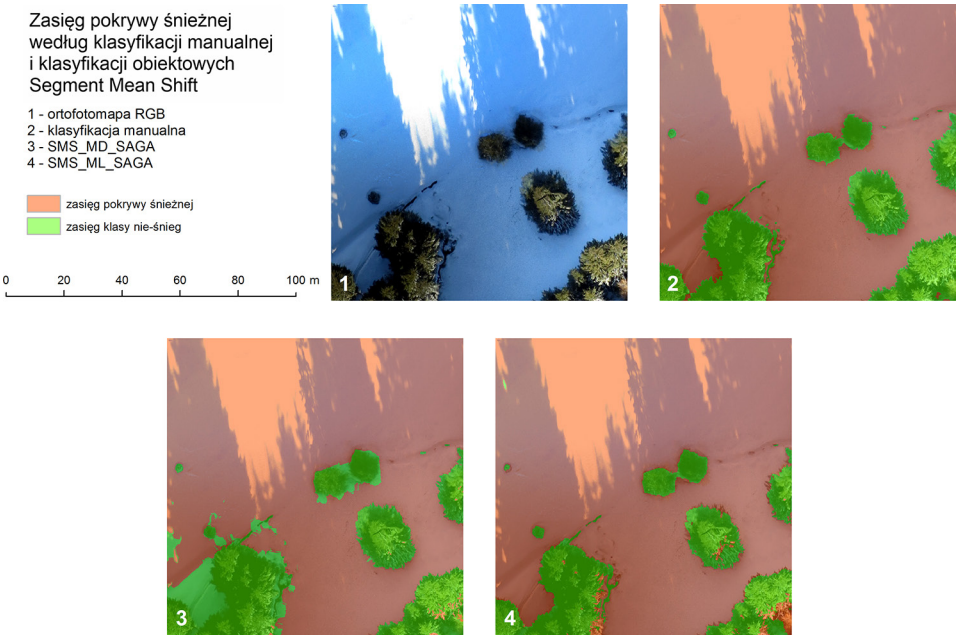
Dla metody *Object Based Image Analysis* (SAGA GIS) przeprowadzono testy pozwalające wybrać odpowiednią wartość parametru *band width*, odpowiedzialnego za wielkość i kształt segmentów. Wykonano testy dla 5 wartości tego parametru: 2, 5, 10, 15, 20 i wybrano wartość 15, dla której segmenty w najlepszy sposób spełniały założenie metody. Dla niskich wartości segmenty były zbyt mocno rozdrobnione i było ich za dużo – nie odzwierciedlały należycie sytuacji terenowej. W wyniku działania algorytmu otrzymujemy układ zasadniczo podobnych do siebie wieloboków (ryc. 2.3). Zupełnie inny efekt uzyskano, wykorzystując metodę *Segment Mean Shift* zaimplementowaną w oprogramowaniu ArcGIS (ryc. 2.4). Jak

wspomniano powyżej, o kształcie, rozmiarze i układzie segmentów decydują parametry *Spectral Detail* i *Spatial Detail*. Aby wybrać wartości parametrów dla optymalnego układu segmentów, przeprowadzono testy, w wyniku których wskazano wartości (15,5) jako najlepsze dla segmentacji tej sceny. Wielkość i kształt obiektów są inne, widoczne są segmenty o dużej powierzchni, wydzielone zwłaszcza w klasie *śnieg*. Na właściwym etapie klasyfikacji możliwe jest użycie dowolnego algorytmu nienadzorowanego lub nadzorowanego. Dla metody *Object Based Image Analysis* wykonano trzy klasyfikacje: dwie nadzorowane (*Minimum Distance* i *Maximum Likelihood*) i jedną nienadzorowaną (*k-średnich*). Dla metody *Segment Mean Shift* obiekty sklasyfikowano dwiema metodami nadzorowanymi (*Minimum Distance* i *Maximum Likelihood*).

Metody obiektowe dokonały klasyfikacji analizowanego obszaru z mocno zróżnicowaną dokładnością (ryc. 7, 8). W obrębie obu klas skuteczność rozpoznania jej elementów kształtuje się na poziomie od 86% do 99% (tab. 2). Nie można jednoznacznie wskazać klasyfikatora, który najlepiej dokonał przyporządkowania do klas, ponieważ każda z metod popełniła błędy. Klasyfikatory wykorzystujące algorytmy *Minimum Distance* i *k-średnich* zdecydowanie przeszacowały powierzchnię klasy *nie-śnieg*, czyli zadziałały porównywalnie z klasyfikatorami nienadzorowanymi oraz nadzorowanym SAGA_MD. Wielkość tego przeszacowania jest zróżnicowana i osiąga wartości od 4% (SMS_MD) do 10% (OBIA_Kmeans). Nadmiarowe elementy klasy *nie-śnieg* pojawiają się ponownie w południowo-zachodniej części obszaru, pomiędzy drzewami oraz na obwodzie drzew. Dla wszystkich



Ryc. 7. Porównanie wyników klasyfikacji manualnej i klasyfikacji obiektowych *Object Based Image Analysis* – dane testowe 29 grudnia 2016 r.

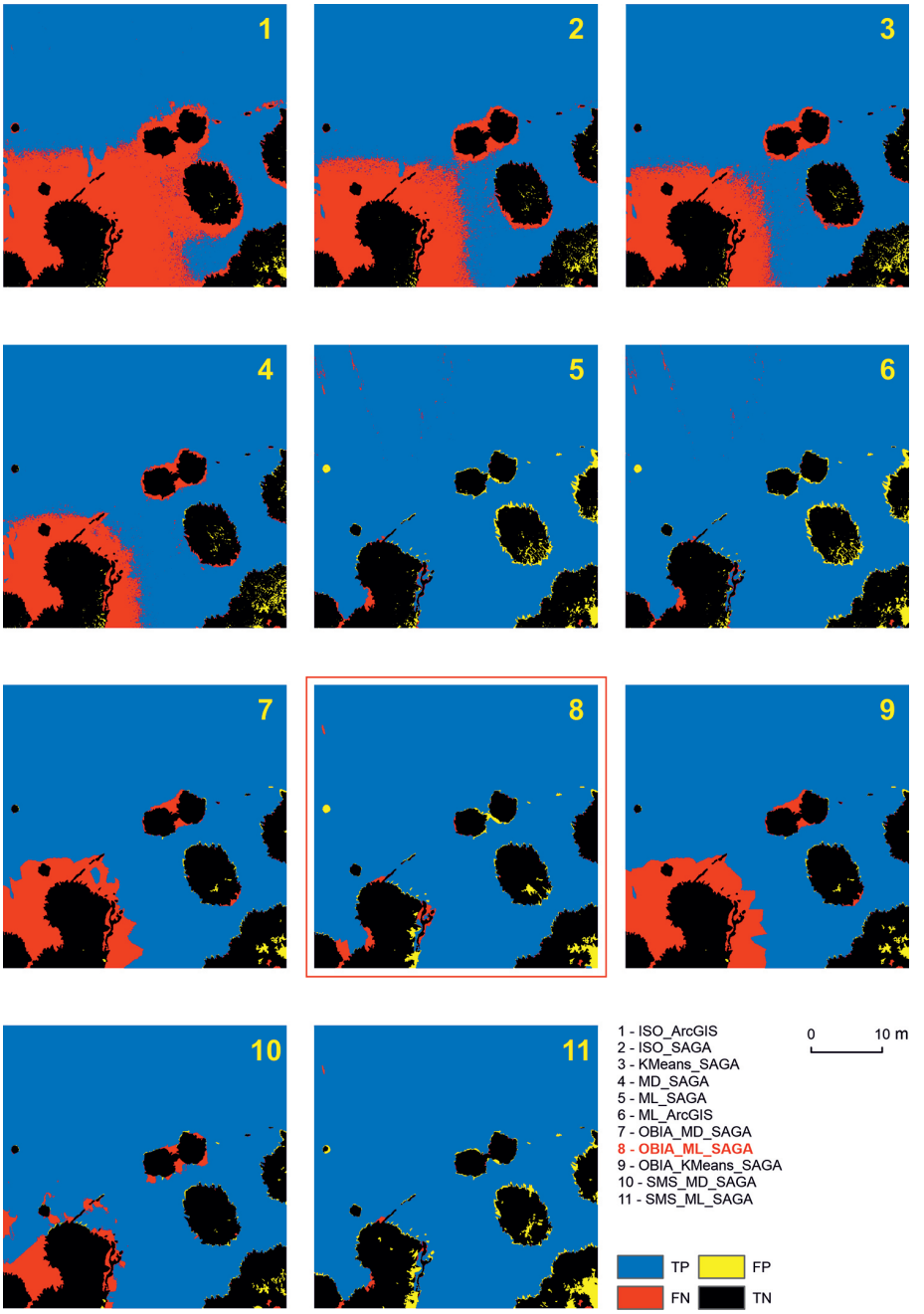


Ryc. 8. Porównanie wyników klasyfikacji manualnej i klasyfikatorów obiektowych *Segment Mean Shift* – dane testowe 29 grudnia 2016 r.

metod występują niedoszacowania powierzchni bez śniegu, zlokalizowane głównie w południowo-wschodniej części obszaru, przy czym większe błędy popełniły klasyfikatory wykorzystujące algorytm *Maximum Likelihood* (1,6–2,6% całej klasyfikowanej powierzchni). Klasyfikatory OBIA_ML_SAGA i SMS_ML_SAGA, podobnie jak metody ML_SAGA i ML_ArcGIS, nie rozpoznały niektórych obszarów bez śniegu w zagłębieniu terenu. OBIA_ML_SAGA nie zaklasyfikował do tej kategorii także młodego świerka w zachodniej części obszaru. Ponadto metoda SMS_ML_SAGA nie doszacowała klasy *nie-śnieg* na obwodach drzew we wschodniej części terenu (ryc. 6). Analiza działania klasyfikacji obiektowych pozwala stwierdzić, że ich skuteczność zależy przede wszystkim od zastosowanego na drugim etapie procedury algorytmu klasyfikacji, a nie od sposobu segmentacji. Segmentacja natomiast wyraźnie poprawia dokładność wszystkich metod w stosunku do klasyfikacji nienadzorowanych czy nadzorowanych.

Ocena dokładności klasyfikacji

Klasyfikacja manualna, będąca wzorcem porównawczym, pokazuje, że pokrywa śnieżna zalega na blisko 82% powierzchni badanego obszaru, natomiast około 18% powierzchni należy do klasy *nie-śnieg*. Najbliższe wzorca wartości wynikowe (81% powierzchni terenu pod śniegiem) osiągnęły cztery klasyfikatory



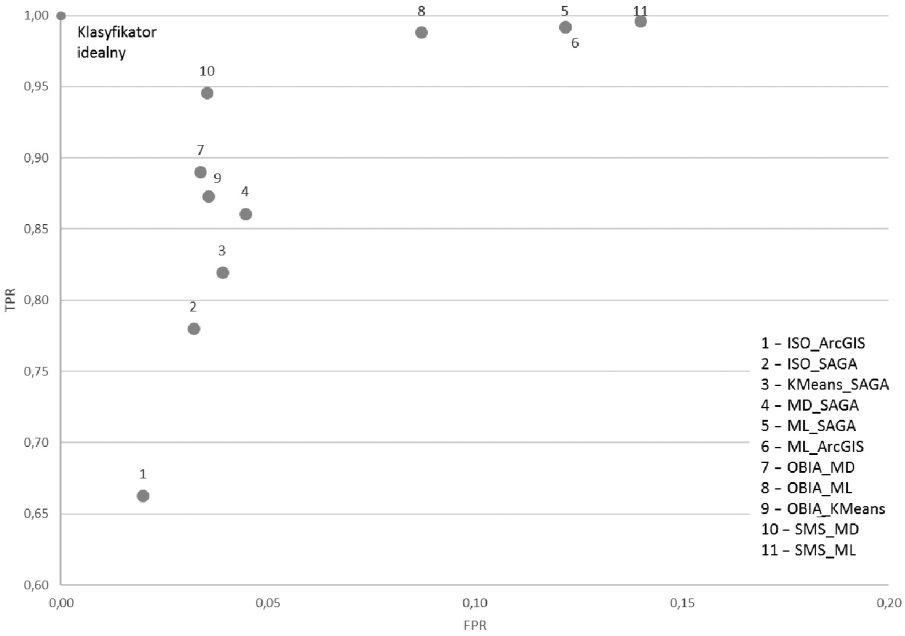
Ryc. 9. Graficzna reprezentacja macierzy błędów dla danych z 29 grudnia 2016 r. (TP – *śnieg* poprawnie sklasyfikowany jako *śnieg*, FP – *nie-śnieg* niepoprawnie sklasyfikowany jako *śnieg*, FN – *śnieg* niepoprawnie sklasyfikowany jako *nie-śnieg*, TN – *nie-śnieg* poprawnie sklasyfikowany jako *nie-śnieg*); wyróżniono najskuteczniejszy klasyfikator

działające w oparciu o algorytm *Maximum Likelihood* (ML_SAGA, ML_ArcGIS, OBIA_ML_SAGA i SMS_ML_SAGA). Największe różnice otrzymano dla metody ISO_ArcGIS, która wskazała, że jedynie 54% powierzchni obszaru pokrywa śnieg. Rycina 9 jest graficzną prezentacją macierzy błędów, w której jako wynik pozytywny klasyfikacji przyjęto rozpoznanie piksela należącego do klasy *śnieg*. Kolorem niebieskim i czarnym zobrazowano prawidłowo wykryty przez klasyfikatory, odpowiednio *śnieg* i *nie-śnieg*. Widać wyraźnie, że dla większości metod barwy te przeważają, czyli skuteczność działania klasyfikatorów automatycznych jest na pewno wyższa niż 50%. Kolory żółty i czerwony pokazują, gdzie metody popełniły błąd, wskazując odpowiednio: fałszywy *śnieg* i fałszywy *nie-śnieg*.

Jak wykazano powyżej, nie można jednoznacznie określić metody, która w każdej sytuacji zadziała najskuteczniej. Można zauważyć pewne prawidłowości w działaniu poszczególnych klasyfikatorów, jednak każdy z nich popełnia błędy niedoszacowania lub przeszacowania dla zróżnicowanych sytuacji terenowych (ryc. 6, 9). Dokładność ogólna klasyfikacji jest najlepsza dla metody obiektowej OBIA_ML_SAGA (97,47%). Najmniej skutecznym algorytmem klasyfikacji okazał się klasyfikator nienadzorowany ISO_ArcGIS, dla którego dokładność ogólna wynosiła zaledwie 72,08%. Analiza skuteczności testowanych metod osobno dla każdej klasy wykazała, że najdokładniejszym algorytmem w klasie *śnieg* jest SMS_ML_SAGA (99,61% skuteczności wykrycia pikseli *śniegu* w stosunku do liczby pikseli *śniegu* wskazanej przez eksperta, a tym samym najmniejszy błąd niedoszacowania tej klasy – 0,39%). Dla klasy *nie-śnieg* najdokładniejszą metodą klasyfikacji okazał się natomiast algorytm ISO_ArcGIS ze skutecznością wykrywania pikseli *nie-śniegu* na poziomie 98,02% i błędem niedoszacowania powierzchni bez śniegu 1,98%. Zatem, najmniejszy błąd przeszacowania klasy *śnieg* dał algorytm ISO_ArcGIS (0,66%), a klasy *nie-śnieg* – metoda SMS_ML_SAGA (1,99%).

Graficzną formą oceny skuteczności klasyfikatorów jest wykres ROC (ryc. 10), czyli zależność pomiędzy błędem klasyfikatora na klasie *nie-śnieg* (specyficzność) a procentem realnie występującego, prawidłowo wykrytego śniegu (czułość). Klasyfikacja jest lepsza, jeśli specyficzność jest jak najmniejsza, a czułość jak największa. Wykres ROC dla analizowanych klasyfikatorów potwierdza, że najskuteczniejsze w wyznaczeniu zasięgu pokrywy śnieżnej dla sytuacji z grudnia 2016 r. były metody ML_SAGA, ML_ArcGIS, OBIA_ML_SAGA i SMS_ML_SAGA. Wszystkie charakteryzowały się czułością na poziomie powyżej 98%. Należy jednak zwrócić uwagę na fakt, że miara specyficzności, która powinna być możliwie najniższa, dla tych metod osiągała wartości wyższe niż dla pozostałych algorytmów. Klasyfikatory te zatem dobrze klasyfikowały *śnieg*, ale jednocześnie popełniały większy błąd na klasie *nie-śnieg*. W rezultacie ich ogólna dokładność spada.

Najniższą wartość wskaźnika Kappa uzyskano dla klasyfikatora ISO_ArcGIS (0,4075), a najwyższą dla algorytmu OBIA_ML_SAGA (0,9141). Siłę, a co za tym idzie – miarę dokładności można ocenić według jednej z klasyfikacji wartości współczynnika Kappa, zdefiniowaną przez Landisa i Kocha (1977). Klasyfikatory mające współczynnik Kappa w przedziale 0,61–0,80 określa się jako „istotne". W tym opracowaniu są to metody MD_SAGA (K = 0,6667) i OBIA_MD_SAGA (K = 0,7271) oraz metoda obiektowa OBIA_Kmeans (K = 0,6944). Pozostałe



Ryc. 10. Ocena dokładności klasyfikacji automatycznych dla danych z 29 grudnia 2016 r. – wykres ROC

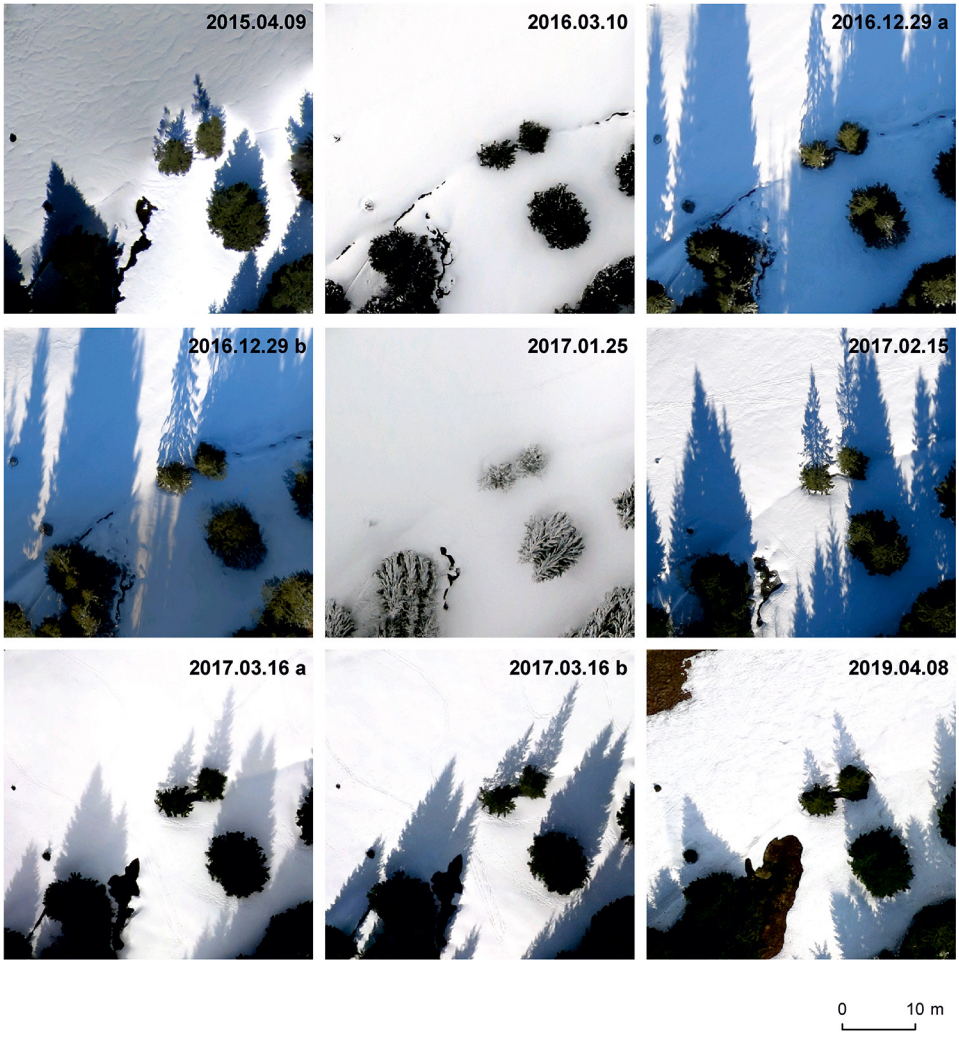
klasyfikatory nadzorowane i obiektowe (ML_SAGA, ML_ArcGIS, OBIA_ML_SAGA, SMS_MD_SAGA i SMS_ML_SAGA) mogą być zaliczone do najwyższej klasy (współczynnik Kappa w przedziale 0,81–1,00), co oznacza, że określa się je jako „niemal idealne" (tab. 2).

Ponieważ głównym celem pracy jest zbadanie skuteczności klasyfikatorów przy wyznaczaniu zasięgu pokrywy śnieżnej, cenną informacją jest procentowy błąd klasyfikatora dla klasy *śnieg*. Jest on najmniejszy dla metody OBIA_ML_SAGA, czyli tej, dla której stwierdzono największą ogólną dokładność (97,41%). Klasyfikator ten przeszacował powierzchnię zajętą przez śnieg o zaledwie 0,8%. Równie dobrze zadziałały klasyfikatory ML_SAGA, ML_ArcGIS i SMS_ML_SAGA, popełniając błąd przeszacowania odpowiednio: 1,93%, 1,94% oraz 2,74%. Dokładność pozostałych metod klasyfikacji dla klasy *śnieg* była znacznie gorsza. Dotyczy to przede wszystkim metod nienadzorowanych, z których ISO_ArcGIS nie doszacowała powierzchni ze śniegiem aż o 33,27% (tab. 2).

Reasumując, w ogólnej ocenie najskuteczniejszym klasyfikatorem automatycznym okazała się metoda obiektowa OBIA_ML_SAGA, wykorzystująca segmentację *Object Based Image Analysis* oraz algorytm klasyfikacyjny *Maximum Likelihood*. Klasyfikator ten w najmniejszym stopniu popełnił błąd na interesującej nas w kontekście tematu opracowania klasie *śnieg*, uzyskał też najwyższą wartość wskaźnika dokładności ogólnej (97,47%) oraz najwyższą wartość współczynnika Kappa (0,9141). Za pomocą tej metody zostanie wyznaczony zasięg pokrywy śnieżnej dla pozostałych analizowanych scen.

Klasyfikacja zasięgu pokrywy śnieżnej na danych historycznych

Na podstawie analizy skuteczności 11 metod automatycznej klasyfikacji zasięgu pokrywy śnieżnej wskazano klasyfikator obiektowy OBIA_ML_SAGA jako ten, dla którego ogólne dokładności były najlepsze. Metody tej użyto do szybkiego oszacowania zasięgu pokrywy śnieżnej w 9 sytuacjach, dla których wykonywano nalot UAV nad obszarem testowym Polany Izerskiej (ryc. 11). Zdjęcia lotnicze pozyskano w różnych sytuacjach śnieżnych i oświetleniowych, głównie w godzinach przedpołudniowych. W większości przypadków mamy do czynienia ze zwartą pokrywą śnieżną, zalegającą prawie na całym badanym terenie.

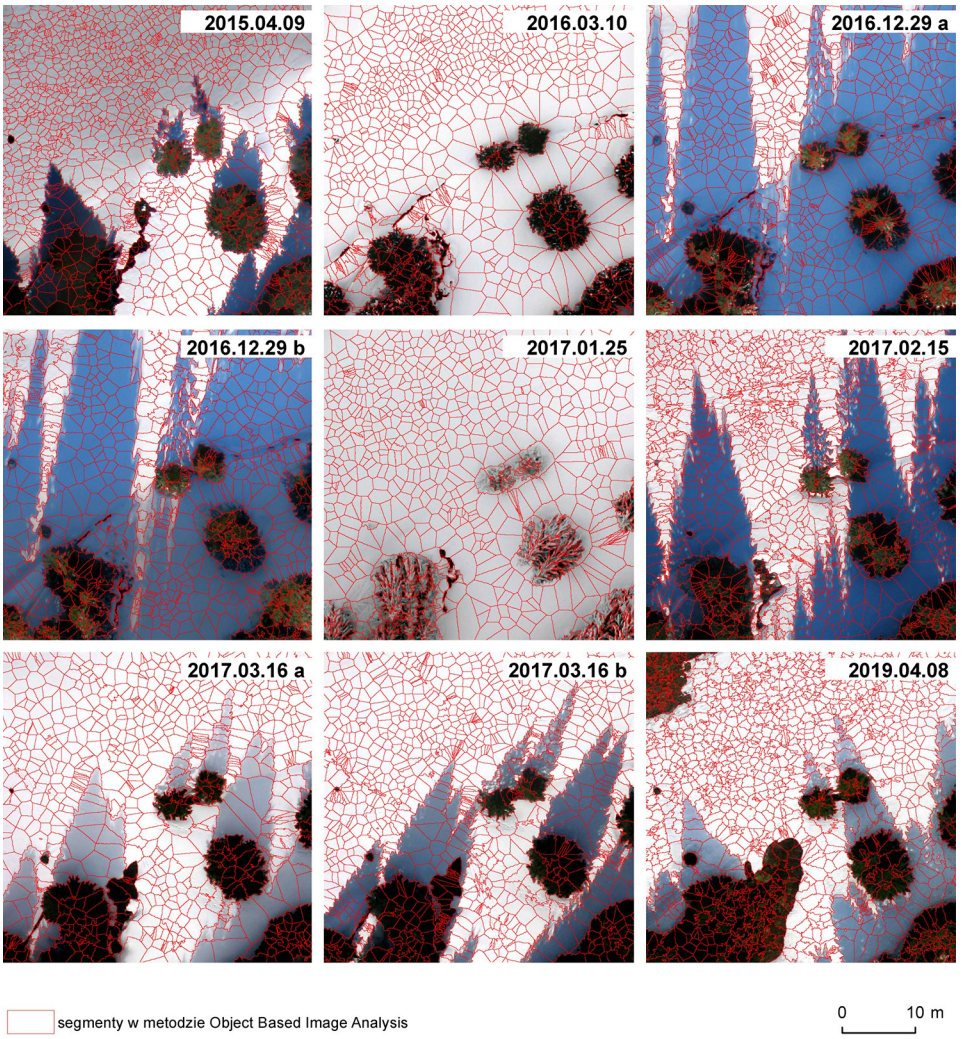


Ryc. 11. Ortofotomapy obszaru testowego dla analizowanych sytuacji historycznych

W trzech sytuacjach widoczne są niewielkie fragmenty bez śniegu, zlokalizowane w liniowym zagłębieniu terenu o orientacji SW–NE. Sytuacja z kwietnia 2019 r. obrazuje wytapiającą się pokrywę śnieżną (widoczny grunt bez śniegu w północno-zachodnim narożniku obszaru), jednak większość obszaru testowego nadal znajduje się pod zwartą pokrywą śnieżną. W większości przypadków na gruncie widoczne są cienie różnej długości, rzucane przez drzewa otaczające Polanę. Obecność cieni wynika z faktu, że większość nalotów przeprowadzono przy słonecznej pogodzie w okresie zimowym, kiedy to słońce znajdowało się stosunkowo nisko nad horyzontem. Nalot z kwietnia 2015 r. wykonano przy częściowym zachmurzeniu, czego efekt widoczny jest na ortofotomapie – połowa obszaru jest dodatkowo zacieniona (śnieg ma tu odcień szarości, a nie bieli). W dwóch sytuacjach dane pozyskano przy większym zachmurzeniu (marzec 2016 i styczeń 2017), czego efektem jest brak cieni rzucanych przez obiekty (tab. 1). Są to sytuacje, gdy klasyfikatory automatyczne powinny mieć nieco ułatwione zadanie, gdyż śnieg na całym obszarze ma podobną barwę. Ciekawa w interpretacji może być także scena ze stycznia 2017 r., gdzie miąższość pokrywy śnieżnej była największa, a widoczne drzewa były mocno zaśnieżone. Można spodziewać się w tej sytuacji sporych przeszacowań powierzchni w klasie *śnieg*.

Pierwszy etap klasyfikacji metodą OBIA_ML_SAGA wymagał segmentacji obrazu (ryc. 12). Parametr *band width*, decydujący m.in. o wielkości wydzielonych obiektów, ustawiono podobnie jak w testach na 15. Analizując układ segmentów, widać, że w przypadku bardziej jednorodnych pod względem spektralnym scen, np. marzec 2016 r. czy styczeń 2017 r., wartość parametru mogłaby być jeszcze wyższa (większe segmenty), jednak przyjęto założenie, że wszystkie klasyfikacje zostaną wykonane przy takich samych parametrach wejściowych. W przypadku większości scen wyniki segmentacji są zadowalające. Wydzielone obiekty oddają zróżnicowanie obrazu, wyodrębniają elementy zdjęcia i ich wewnętrzne zróżnicowanie. Co najważniejsze, zaznacza się granica pomiędzy pokrywą śnieżną a elementami do niej nienależącymi. W przypadku sytuacji z cieniami wyodrębnione zostały także granice pomiędzy cieniem a powierzchnią poza nim. Zatem przy właściwym doborze segmentów testowych proces klasyfikacji powinien dać satysfakcjonujący wynik. Problematyczna może być scena ze stycznia 2017 r., na której znajdują się drzewa z mocno ośnieżonymi koronami. Samo wydzielenie segmentów może wzbudzać pewne zastrzeżenia, np. w przypadku dwóch małych świerków w środkowej części sceny, algorytm segmentacji nie rozróżnił pokrytych śniegiem gałęzi od otaczającej drzewa pokrywy śnieżnej. Można spodziewać się tutaj błędów klasyfikacji. Dla każdej ze scen konieczne było wskazanie od kilku do kilkunastu segmentów testowych, którym na podstawie analizy wizualnej ortofotomapy przypisano przynależność do klasy *śnieg* lub *nie-śnieg*. Próbki testowe liczyły od 8 do 14 segmentów dla danej klasy, w zależności od stopnia szczegółowości sceny. Najwięcej próbek trzeba było wskazać dla ortofotomap ze zróżnicowanym oświetleniem i cieniami (np. sceny z grudnia 2016 r.).

Wyniki klasyfikacji (ryc. 13) potwierdzają skuteczność metody OBIA_ML_SAGA przy wykrywaniu pokrywy śnieżnej. W przypadku większości scen klasyfikator poprawnie wskazał obszary gruntu znajdujące się pod śniegiem. Dla każdej



Ryc. 12. Segmentacja obrazu dla analizowanych sytuacji przy użyciu algorytmu *Object Based Image Analysis*

sceny można wskazać przykłady błędnego działania klasyfikatora, ale dotyczą one tych samych sytuacji, które zidentyfikowano w trakcie testów. Błędy pojawiają się na obwodach drzew (np. kwiecień 2015 r., styczeń, luty, marzec 2017 r.). Wynika to głównie z małego zróżnicowania spektralnego koron drzew i cieni na powierzchni gruntu w bezpośrednim sąsiedztwie drzew. W niektórych przypadkach klasyfikator nie wykrył także mniejszych elementów należących do klasy *nie-śnieg* (np. młodociany świerk przy zachodniej granicy obszaru w marcu i grudniu 2016 r., lutym 2017 r. i kwietniu 2019 r., czy wytopione powierzchnie w zagłębieniu terenu w marcu i grudniu 2016 r.). Obserwujemy też niedoszacowanie

Ryc. 13. Zasięg pokrywy śnieżnej dla analizowanych sytuacji wyznaczony za pomocą klasyfikacji obiektowej OBIA_ML_SAGA

klasy *nie-śnieg* w obrębie koron drzew w marcu 2016 r., lutym i marcu 2017 r. i kwietniu 2019 r. Najgorsze efekty pracy klasyfikatora OBIA_ML_SAGA zaobserwowano dla sceny ze stycznia 2017 r. Segmenty nie odzwierciedlały realnej sytuacji, a ze względu na duże ilości śniegu na drzewach, klasyfikator miał trudności z właściwym przyporządkowaniem obiektów do odpowiednich klas. Śnieg ten tworzy na koronach podłużne pasy, co sprawia, że algorytm segmentacji rozróżnia te struktury, interpretuje je jako wewnętrzne zróżnicowanie obiektu i wyznacza osobne segmenty (ryc. 12). Największe błędy obserwujemy w przypadku dwóch niewielkich świerków na środku analizowanej sceny, gdzie klasyfikator

przeszacowuje znacznie zasięg koron tych drzew, tworząc wokół nich dodatkową otoczkę zaliczaną do klasy *nie-śnieg*. Błędy niedoszacowania i przeszacowania dla klasy *nie-śnieg* na tej scenie niejako się przeplatają, np. w środkowym fragmencie sceny pojedynczy świerk został pozbawiony swojego wierzchołka, który według klasyfikatora trafił do klasy *śnieg*. W obrębie tego samego drzewa nie rozpoznano natomiast fragmentów gałęzi. Podobne niedoszacowanie klasy *nie-śnieg* można zauważyć w południowym fragmencie sceny.

Podsumowanie

Mimo zauważalnych błędów klasyfikacji automatycznej metodą OBIA_ML_SAGA, jej ogólny wynik jest dobry. Pokrywę śnieżną prawidłowo wyznaczono na dominującej części terenu. Odnotowane błędy dotyczą obszarów marginalnych każdej z klas. Występują one w miejscach, gdzie błąd popełniany jest najczęściej także w przypadku klasyfikacji manualnych. Miąższość pokrywy śnieżnej i warunki oświetleniowe w znaczącym stopniu wpływają na dokładność klasyfikacji. W przypadkach sytuacji bardziej złożonych (np. cienie na śniegu), aby zapewnić skuteczne działanie klasyfikatora, należy zwiększyć liczbę segmentów testowych, które służą jako wzorzec dla klasyfikatora. Podsumowując, całość procedury wyznaczenia zasięgu pokrywy śnieżnej na przygotowanych 9 ortofotomapach zajęła autorom kilkadziesiąt minut. Zdecydowanie większa jej część jest automatyczna. Jedyny moment, kiedy konieczna jest ingerencja człowieka, to wskazanie wzorcowych segmentów i przypisanie im przynależności do odpowiedniej klasy. Nie jest możliwe podanie liczbowych wartości skuteczności klasyfikacji, ponieważ do tego potrzebny jest wzorzec porównawczy (np. wynik klasyfikacji manualnej). Wizualna ocena wyników potwierdza fakt, że możliwe jest dokładne określenie zasięgu pokrywy śnieżnej w oparciu jedynie o zdjęcia lotnicze niskiego pułapu i przy wykorzystaniu odpowiednich algorytmów klasyfikacji. Jest to procedura, którą z powodzeniem można stosować do szybkiego, orientacyjnego szacowania zasięgu pokrywy śnieżnej, bez konieczności weryfikowania jej wyników metodami tradycyjnymi.

Podsumowując całość prac, można stwierdzić, że klasyfikatory automatyczne mogą być z sukcesem wykorzystywane do wyznaczania zasięgu pokrywy śnieżnej. Ich skuteczność dla zobrazowań RGB zależy od wielu czynników, m.in. zróżnicowania spektralnego sceny, stanu oświetlenia, a tym samym obecności na zdjęciach cieni, a także jakości i dokładności w przygotowaniu wzorców. Żaden klasyfikator w testach nie osiągnął dokładności ogólnej poniżej 50%. Nawet najmniej skuteczne klasyfikatory nienadzorowane, w przypadku sytuacji niezaburzonych np. przez cienie, dawały zadowalające efekty. Algorytmy wykorzystywane w metodach automatycznej klasyfikacji mają wiele wersji, stąd obserwowane różnice w ich działaniu w różnym oprogramowaniu. Porównując np. wyniki klasyfikacji metodą *k-średnich* zaimplementowaną w ArcGIS z autorskim podejściem Niedzielskiego i in. (2018), zauważamy znacznie gorsze dokładności testowanej metody.

Jednak błędy w obu przypadkach pojawiają się w analogicznych sytuacjach. Dla sceny testowej najlepsze wyniki osiągnął klasyfikator obiektowy, ale pozostałe metody, zwłaszcza nadzorowane i obiektowe, także osiągnęły wysokie dokładności. Jako dane wejściowe w pracy wykorzystano zobrazowania RGB, ale możliwe jest rozszerzenie analizy o zdjęcia w innych kanałach. Można przetestować metody klasyfikacji automatycznych na pojedynczych kanałach po rozbiciu kompozytu RGB lub poprzedzić klasyfikację analizą składowych głównych. Należy ponadto pamiętać o zróżnicowanych warunkach zalegania pokrywy śnieżnej (otwarty teren, las), co też może wpłynąć na skuteczność działania metod automatycznych. Sam stan pokrywy śnieżnej ma decydujący wpływ na jakość klasyfikacji. Podobnie jak w pracy Niedzielskiego i in. (2018), błędy klasyfikacji są większe dla scen z wytapiającą się pokrywą oraz tam, gdzie na śniegu występują cienie. Jakość klasyfikacji nie zależy od rodzaju użytej platformy UAV. Można ją przeprowadzić niezwłocznie po zebraniu i przetworzeniu danych z nalotu. Uzyskana w ten sposób szybka informacja o zasięgu pokrywy śnieżnej, dodatkowo wzbogacona danymi na temat jej grubości, może być niezwykle istotna z punktu widzenia minimalizowania ryzyka związanego z powodziami roztopowymi.

Autorzy dziękują dr. hab. Waldemarowi Spallkowi (Zakład Geoinfromatyki i Kartografii UWr) za pomysł na wizualizację wyników klasyfikacji oraz mgr. Łukaszowi Kasprzakowi (Zakład Geoinfromatyki i Kartografii UWr) za pomoc w edycji manuskryptu.

Literatura

Asmala A., Quegan S., 2012, Analysis of maximum likelihood classification on multispectral data, Applied Mathematical Sciences, 6(129–132): 6425–6436.

Banko G., 1998, A Review of Assessing the Accuracy of Classifications of Remotely Sensed Data and of Methods Including Remote Sensing Data in Forest Inventory, Interim Report, IR–98-081.

Berezowski T., Chormański J., 2011, Analiza możliwości wykorzystania zdjęć satelitarnych w celu pozyskania informacji o przestrzennym rozmieszczeniu pokrywy śnieżnej parametru w modelu opad–odpływ, Przegląd Naukowy. Inżynieria i Kształtowanie Środowiska, 20(1): 1526.

Bhatta B., 2011, Remote Sensing and GIS, Oxford University Press, New Delhi.

Blaschke T., 2010, Object based image analysis for remote sensing, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 65(1): 2–16.

Burnet I., Blaschke T., 2003, A multi-scale segmentation/object relationship modelling methodology for landscape analysis, Ecological Modelling, 168(3): 233–249.

Bühler Y., Adams M.S., Bösch R., Stoffel A., 2016a, Mapping snow depth in alpine terrain with unmanned aerial systems (UASs): potential and limitations, The Cryosphere, 10: 1075–1088.

Bühler Y., Adams M.S., Stoffel A., Bösch R., 2016b, Photogrammetric reconstruction of homogenous snow surfaces in alpine terrain applying near-infrared UAS imagery, International Journal of Remote Sensing, 38(8–10): 3135–3158.

Chabot D., Dillon C., Schemrock A., Weissflog N, Sager E.P.S., 2018, An Object-Based Image Analysis Workflow for Monitoring Shallow-Water Aquatic Vegetation in Multispectral Drone Imagery, ISPRS International Journal of Geo-Information, 7(8): 294.
Comaniciu D., Meer P., 2002, Mean shift: a robust approach toward feature space analysis, IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence, 24(5): 603–619.
Congalton R.G., 1991, A review of assessing the accuracy of classification of remotely sensed data, Remote Sensing of Environment, 37: 35–46.
Congalton R.G., 2001, Accuracy assessment and validation of remotely sensed and other spatial information, International Journal of Wildland Fire, 10(4): 321–328.
Conrad O., Bechtel B., Bock M., Dietriech H., Fischer E., Gerlitz L., Wehberg J., Wichmann V., Böhner J., 2015, System for automated geoscientific analyses (SAGA) v. 2.1.4, Geoscientific Model Development. Discussions, 8(7): 2271–2312.
Dietz A.J., Kuenzer C., Gessner U., Dech S., 2012, Remote sensing of snow – a review of available methods, International Journal of Remote Sensing, 33(13): 4094–4134.
Fawcett T., 2006, An introduction to ROC analysis, Pattern Recognition Letters, 27(8): 861–874.
Fisher R., Hobgen S., Mandaya I., Kaho N.R., Zulkarnain T., 2016, Satellite image analysis and terrain modelling: a practical manual for natural resource management, disaster risk and development planning using free geospatial data and software, Charles Darwin University, Universitas Nusa Cendana dan Universitas HaluOleo.
Hossain M.D., Chen D., 2019, Segmentation for Object-Based Image Analysis (OBIA): a review of algorithms and challenges from remote sensing perspective, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 150: 115–134.
Landis J.R., Koch G.G., 1977, An Application of Hierarchical Kappa-type Statistics in the Assessment of Majority Agreement among Multiple Observers, Biometrics, 33(2): 363–374.
Langhammer J., Vacková T., 2018, Detection nad Mapping of the Geomorphic Effects of Flooding Using UAV Photogrammetry, Pure and Applied Geophysics, 175(9): 3223–3245.
Lillesand T.M., Kiefer R.W., Chipman J.W., 2008, Remote Sensing and Image Interpretation, John Wiley & Sons, Hoboken.
Miziński B., Niedzielski T., 2017, Fully-automated estimation of snow depth in near real time with the use of unmanned aerial vehicles without utilizing ground control points, Cold Regions Science and Technology, 138: 63–72.
Mrugasiewicz P., Sobik M., 2000, Morfologiczne i środowiskowe uwarunkowania pokrywy śnieżnej w polskiej części zlewni Izery, Acta Universitatis Wratislaviensis. Studia Geograficzne, 74: 159–177.
Niedzielski T., Spallek W., Witek-Kasprzak M., 2018, Automated Snow Extent Mapping Based on Orthophoto Images from Unmanned Aerial Vehicle, Pure and Applied Geophysics, 175: 3285–3302.
Niedzielski T., Szymanowski M., Miziński B., Spallek W., Witek-Kasprzak M., Ślopek J., Kasprzak M., Błaś M., Sobik M., Jancewicz K., Borowicz D., Remisz J., Modzel P., Męcina K., Leszczyński L., 2019, Estimating snow water equivalent using unmanned aerial vehicles for determining snow-melt runoff, Journal of Hydrology, 578: 124046.
Ojrzyńska H., Błaś M., Kryza M., Sobik M., Urban G., 2010, Znaczenie lasu oraz morfologii terenu w rozwoju pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich na przykładzie sezonu zimowego 2003/2004, Sylwan, 154(6): 412–428.
Parece T., Campbell J., McGee J., Remote Sensing in an ArcMap Environment (http://www.virginiaview.net/education.html).

Sim J., Wright C.C., 2005, The Kappa Statistic in Reliability Studies: Use, Interpretation, and Sample Size Requirements, Physical Therapy, 85(3): 257–268.

Sobik M., Urban G., Błaś M., Kryza M., Tomczyński K., 2009, Uwarunkowania zalegania pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich w sezonach zimowych 2001/2002–2005/2006, Wiadomości Meteorologii, Hydrologii, Gospodarki Wodnej, 3(2–3): 31–46.

Urban G., 2016, Snow cover and its variability in the Polish Sudetes Mts. and the Sudetic Foreland, Geografie, 121(1): 32–53.

Wang R., Kumar M., Link T.E., 2016, Potential trends in snowmelt-generated peak streamflows in a warming climate, Geophysical Research Letters, 43(10): 5052–5059.

Wang X., Zhu Y., Chen Y., Zheng H., Liu H., Huang H., Liu K., Liu L., 2017, Influences of forest on MODIS snow cover mapping and snow variations in the Amur River Basin in Northeast Asia during 2000–2014, Hydrological Processes, 31(18): 3225–3241.

Westoby M.J., Brasington J., Glasser N.F., Hambrey M.J., Reynolds J.M., 2012, "Structure-from-Motion" photogrammetry: a low-cost effective tool for geoscience applications, Geomorphology, 179: 300–314.

Zawiślak T. (red.), 2010, Słownik tematyczny terminów, wyrażeń i zwrotów stosowanych w prognozach meteorologicznych, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.

Renata Graf, Dariusz Wrzesiński

Zróżnicowanie czasowo-przestrzenne tendencji zmian termiki wód rzecznych w Polsce

Zarys treści: Celem pracy było określenie trendu oraz kierunku zmian temperatury wód rzecznych w Polsce w latach 1971–2015. Analizą objęto 44 rzeki o quasi-naturalnym reżimie termicznym. Trendy i zmiany temperatury średniej miesięcznej, rocznej, sezonowej oraz minimalnej i maksymalnej ustalono, stosując metodę regresji liniowej. W większości serii pomiarowych stwierdzono pozytywne trendy temperatury w badanym okresie. Największą liczbę posterunków (ok. 80%) z dodatnim i istotnym statystycznie trendem temperatury zidentyfikowano w lipcu, natomiast największy wzrost temperatury wystąpił w listopadzie i wynosił w różnych częściach Polski od 0,3°C·dec^{-1} do 0,6°C·dec^{-1}. Sytuacja ta dotyczyła przede wszystkim górnego i środkowego odcinka Wisły oraz jej górskich dopływów. Wykazano również przestrzenne zróżnicowanie maksymalnych rocznych temperatur wód rzecznych, które wyniosło na Wiśle i jej dopływach od 0,2°C·dec^{-1} do ponad 0,8°C·dec^{-1}, a na Odrze i rzekach Przymorza od 0,1°C·dec^{-1} do 0,3°C·dec^{-1}. Najmniejsze zmiany temperatury zaobserwowano w miesiącach półrocza zimowego od grudnia do marca, a istotne, dodatnie trendy stwierdzono jedynie na 7–23% badanych rzek. Zaobserwowane zmiany temperatury wody związane były z pozytywnymi trendami temperatury powietrza. Wyniki badań mogą przyczynić się do poszerzenia informacji w zakresie sezonowych i wieloletnich trendów zmian temperatury wód, co jest istotne dla oceny stabilności termicznej ekosystemów wodnych i ich optymalnego zarządzania.

Słowa kluczowe: temperatura wody, rzeki, zmiany sezonowe, trendy, regresja liniowa

Wprowadzenie

Temperatura wód rzecznych jest istotnym indykatorem zmian zachodzących w ekosystemach rzecznych. W seriach pomiarowych temperatury wód rzecznych uwidacznia się wpływ czynników oddziałujących na jej zmienność w skali regionalnej i lokalnej. Jednym z tych czynników jest ocieplanie się klimatu, które przejawia się przede wszystkim we wzroście średniej globalnej temperatury powietrza (IPCC 2018). Zmiany klimatu w ostatnich dekadach spowodowały

RG, DW – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, ul. Bogumiła Krygowskiego 10, 61-680 Poznań
e-mail: rengraf@amu.edu.pl, darwrze@amu.edu.pl

wzrost temperatury wody w rzekach i jeziorach oraz wpłynęły na skrócenie czasu trwania pokrywy lodowej, co może mieć z kolei istotny wpływ na stan ekologiczny wód, warunki termiczne siedlisk, a także na zmienność wskaźników populacji ryb (Caissie 2006, Jones i in. 2014).

W skali globalnej wyraźny trend dodatni w ciągu ostatnich kilku dekad w odniesieniu do temperatury wód śródlądowych wykazali m.in.: Webb i Nobilis (2007), Delpla i in. (2009), Kaushal i in. (2010), van Vliet i in. (2011) oraz O'Reilly i in. (2015). Wzrost temperatury wód (o 1–3°C) w ciągu ostatniego stulecia zaobserwowano również w rzekach europejskich (Raport 2012, Dokulil 2014, Hannah, Garner 2015, Wollway i in. 2017). Tendencję do wzrostu temperatury wód rzecznych w Polsce, zwłaszcza w ostatnich kilku dekadach, potwierdzają m.in. badania przeprowadzone przez Graf (2015), Marszelewskiego i Pius (2016, 2018), Ptaka i in. (2016), Graf i in. (2018), Graf i Wrzesińskiego (2019a, b, 2020), Kędrę (2020) oraz Łukaszewicza i Graf (2020).

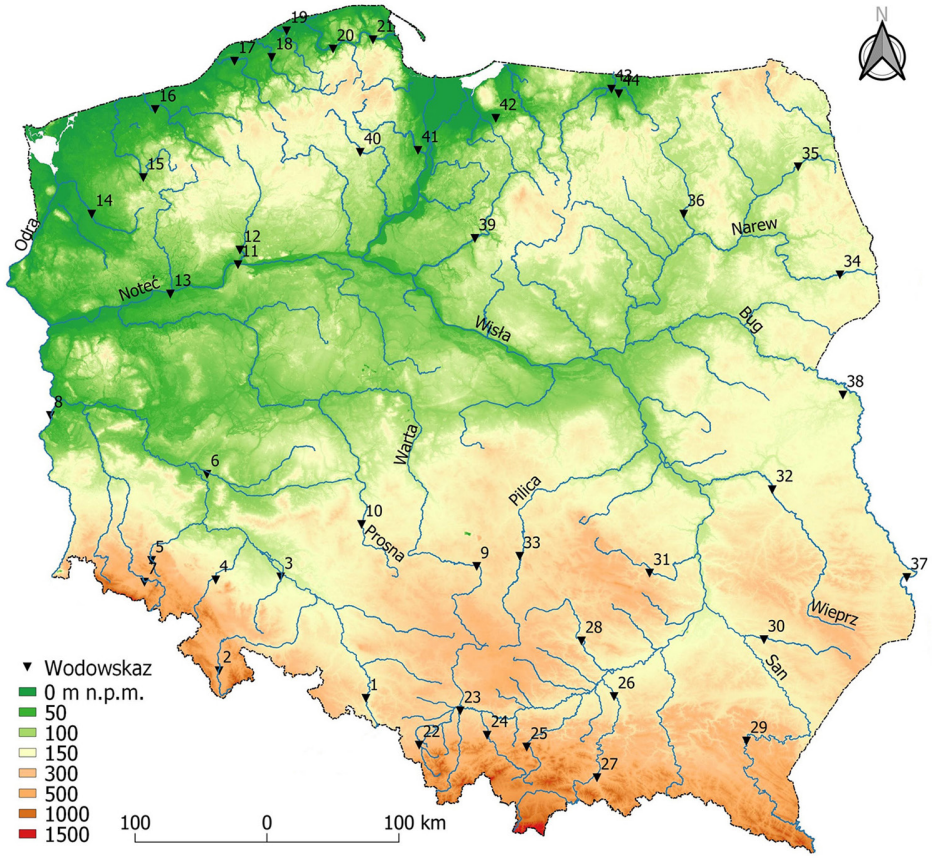
Reakcja rzek na czynnik klimatyczny różni się w zależności od właściwości hydrologicznych i warunków środowiskowych zlewni oraz stopnia jej antropogenicznych przekształceń. Zdaniem Arora i in. (2016) przepływ ma zazwyczaj wpływ na zmienność temperatury w rzece, w mniejszym jednak stopniu na ogólny kierunek trendu, natomiast w zmienności temperatury wody rzecznej w sezonie zimowym zaznacza się w sposób znaczący oddziaływanie wskaźnika oscylacji Północnego Atlantyku. Badania przeprowadzone w Szwajcarii (Michel i in. 2020) wykazały, że rzeki nizinne są w coraz większym stopniu narażone na oddziaływanie rosnącej temperatury powietrza, natomiast odporne do tej pory rzeki alpejskie w najbliższej przyszłości będą bardziej podatne na ocieplenie ze względu na ograniczenie zasilania w wodę przez lodowce i z roztopów śniegu. Webb i Walling (1992) wykazali, że znaczące dodatnie trendy temperatury wody w rzekach na obszarze Anglii są związane ze zmianami temperatury powietrza i efektami użytkowania gruntów. Z kolei Webb i Nobilis (1995) podkreślają, że wzrost temperatury wody w rzekach austriackich w ostatnich kilku dekadach jest częściowo efektem działalności antropogenicznej prowadzonej w zasięgu zlewni badanych systemów rzecznych. Zdaniem Ciupy (2006) znaczny wzrost temperatury wód płynących, zarówno w cyklu dobowym, miesięcznym, jak i rocznym, wywołują tereny zurbanizowane, które w dużym stopniu zmieniają quasi-naturalną termikę wód.

Prognozuje się, że wraz ze wzrostem temperatury powietrza temperatura wód rzecznych będzie dalej wzrastać, a konsekwencją tego będzie zmiana dotychczasowych procesów zachodzących w rzece decydujących o reżimie odpływu, lodowym i termicznym (Kaushal i in. 2010, Luo i in. 2013, Caldwell i in. 2015). Wyniki modelowania globalnego odpływu rzek i temperatury wody w związku ze zmianami klimatu wykazują, że największe wzrosty temperatury wody przewidywane są w Stanach Zjednoczonych, Europie, wschodnich Chinach oraz w części Afryki Południowej i Australii (van Vliet i in. 2013). Wnioski te potwierdzają również raporty Międzyrządowego Zespołu ds. Zmian Klimatu (IPCC 2018) i Europejskiej Agencji Środowiska (EEA Report 2012). Jednak określenie charakteru przekształceń reżimu termicznego spowodowanych zmianami i zmiennością klimatu wymaga dalszych analiz.

Celem pracy było określenie trendu i kierunku zmian temperatury wód rzecznych w Polsce w okresie 45-lecia 1971–2015. Analizą objęto średnią roczną, minimalną i maksymalną oraz sezonową i miesięczną temperaturę wód rzek o quasi-naturalnym reżimie termicznym. Wyniki badań mogą przyczynić się do poszerzenia informacji w zakresie sezonowych i wieloletnich zmian temperatury wód, co jest istotne dla oceny stabilności termicznej ekosystemów wodnych.

Materiał źródłowy i metody badań

W badaniach wykorzystano miesięczne i roczne wartości temperatury wody z okresu 1971–2015 dla 44 posterunków wodowskazowych zlokalizowanych na rzekach w Polsce (ryc. 1). Dane, prezentowane w ujęciu roku hydrologicznego, pozyskano z zasobów Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej-Państwowego



Ryc. 1. Lokalizacja posterunków wodowskazowych IMGW-PIB. Numeracja zgodna z tabelą 1

Tabela 1. Podstawowe informacje o posterunkach wodowskazowych i temperaturze wody w latach 1971–2015

L.p.	Rzeka	Profil	Szerokość geograficzna °N	Długość geograficzna °E	Pow. zlewni [km^2]	Temperatura średnia [°C]			Temperatura ekstremalna [°C]	
						śr.	maks.	min.	maks.	min.
1	Odra	Racibórz-Miedonia	50,12	18,22	6744	10,7	23,2	0,6	27,5	0
2	Nysa Kłodzka	Bystrzyca Kłodzka	50,28	16,65	260	7,0	17,4	0,0	20,2	0
3	Oława	Oława	50,93	17,28	957	9,5	22,0	0,2	24,2	0
4	Bystrzyca	Krasków	50,90	16,58	683	9,2	21,2	0,1	23,0	0
5	Kaczawa	Świerzawa	51,02	15,88	134	7,5	17,0	0,3	20,2	0
6	Barycz	Osetno	51,62	16,45	4579	10,0	23,3	0,1	25,6	0
7	Bóbr	Wojanów	50,87	15,82	535	8,1	20,4	0,2	25,1	0
8	Nysa Łużycka	Gubin	51,97	14,70	3974	10,3	22,2	0,5	25,2	0
9	Warta	Bobry	51,02	19,40	1800	9,7	21,2	0,2	27,0	0
10	Prosna	Mirków	51,30	18,15	1255	9,8	22,0	0,2	25,8	0
11	Noteć	Ujście 1	53,05	16,72	6308	9,9	23,1	0,1	26,8	0
12	Gwda	Piła	53,15	16,73	4704	9,6	21,5	0,3	24,0	0
13	Drawa	Drawiny	52,83	15,97	3298	9,6	21,6	0,4	26,1	0
14	Ina	Stargard Szczeciński	53,35	15,03	1833	9,6	22,2	0,1	26,0	0
15	Rega	Łobez	53,62	15,60	609	8,5	18,1	0,1	20,1	0
16	Parsęta	Bardy	54,08	15,70	2955	9,0	19,5	0,2	22,0	0
17	Wieprza	Stary Kraków	54,43	16,60	1519	8,0	18,1	0,5	21,6	0
18	Słupia	Słupsk	54,47	17,03	1450	8,9	19,4	0,2	22,4	0
19	Łupawa	Smołdzino	54,65	17,20	805	8,2	17,6	0,1	20,2	0
20	Łeba	Lębork 2	54,53	17,75	552	7,9	15,9	0,3	18,1	0
21	Reda	Wejherowo	54,60	18,22	395	8,4	17,7	0,3	19,5	0
22	Wisła	Skoczów	49,80	18,78	297	8,6	21,0	0,1	29,0	0
23	Soła	Oświęcim	50,03	19,22	1386	9,2	21,3	0,1	24,4	0
24	Skawa	Wadowice	49,87	19,50	836	8,6	21,8	0,1	25,4	0
25	Raba	Stróża	49,78	19,92	644	7,7	19,8	0,1	24,4	0
26	Dunajec	Żabno	50,12	20,85	6735	9,6	22,3	0,1	25,2	0
27	Poprad	Stary Sącz	49,57	20,65	2071	8,2	21,0	0,1	23,9	0
28	Nida	Pińczów	50,50	20,52	3352	9,4	21,8	0,1	24,0	0
29	San	Dynów	49,78	22,23	2944	8,5	22,1	0,0	24,4	0
30	Tanew	Harasiuki	50,47	22,47	2034	8,8	20,6	0,0	24,9	0
31	Kamienna	Kunów	50,95	21,27	1106	9,2	20,9	0,3	23,0	0
32	Wieprz	Lubartów	51,48	22,63	6364	9,7	22,5	0,1	25,4	0
33	Pilica	Przedbórz	51,08	19,87	2536	9,1	21,4	0,1	23,4	0
34	Narew	Narew	52,92	23,52	1978	8,8	22,1	0,0	24,6	0

Tabela 1. cd.

L.p.	Rzeka	Profil	Szerokość geograficzna °N	Długość geograficzna °E	Pow. zlewni [km²]	Temperatura średnia [°C]			Temperatura ekstremalna [°C]	
						śr.	maks.	min.	maks.	min.
35	Biebrza	Sztabin	53,67	23,12	846	9,1	23,1	0,0	26,3	0
36	Pisa	Ptaki	53,38	21,78	3562	9,1	22,2	0,0	26,3	0
37	Bug	Strzyżów	50,83	24,03	8945	10,5	24,5	0,2	27,4	0
38	Krzna	Malowa Góra	52,10	23,47	3128	9,3	22,9	0,1	25,2	0
39	Drwęca	Brodnica	53,25	19,40	3526	9,4	22,2	0,1	27,2	0
40	Wda	Czarna Woda	53,83	18,08	940	8,7	19,7	0,2	22,9	0
41	Wierzyca	Brody Pomorskie	53,85	18,75	1544	8,8	20,5	0,1	24,4	0
42	Wąska	Pasłęk	54,07	19,65	224	8,0	17,5	0,1	21,2	0
43	Łyna	Sępopol	54,25	21,00	3647	9,1	21,7	0,1	25,7	0
44	Guber	Prosna	54,22	21,08	1568	8,7	22,2	0,0	25,9	0

Instytutu Badawczego (IMGW-PIB). Pomiary temperatury wody były prowadzone codziennie o 7:00 (GMT+1), a wartości średnie miesięczne i roczne obliczone zostały na podstawie danych dobowych jako średnia arytmetyczna.

Dla każdego posterunku wodowskazowego na rzece rozpatrywano zmiany temperatury wody w odniesieniu do ich wartości średnich w różnych okresach: miesiące, sezony i rok. Analizą objęto również średnie roczne minimalne i maksymalne temperatury wód.

Tendencje temperatury wody w latach 1971–2015 ustalono metodą regresji liniowej:

$$y = ax + b \tag{1}$$

gdzie: y – wartość zmiennej zależnej, x – kolejny rok, a – współczynnik kierunkowy regresji, b – stała bazy.

Statystyczną istotność współczynnika kierunkowego, a zatem i wykrytych tendencji zmian zweryfikowano za pomocą testu pozwalającego stwierdzić, czy otrzymana zależność różni się istotnie od wartości p = 0. Do zbadania istotności współczynnika korelacji r aproksymanty trendu zastosowano wzór t Studenta:

$$t = r\sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \tag{2}$$

gdzie: r – współczynnik korelacji liniowej, n – liczba elementów ciągu.

Wartość krytyczną t dla n–2 stopni swobody przyjęto dla trzech poziomów istotności: p = 0,05, p = 0,01 i p = 0,001.

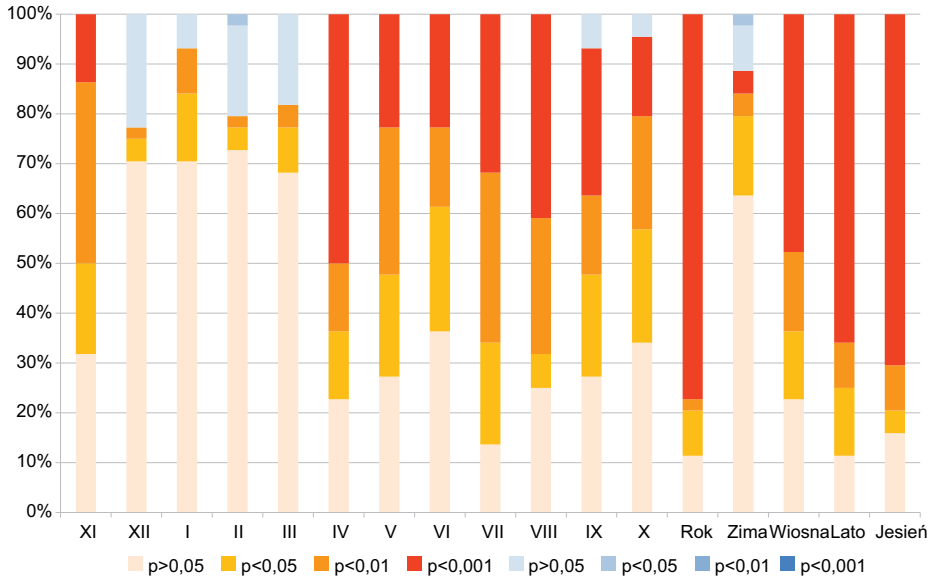
Rozkład przestrzenny trendów o określonej istotności przedstawiono sygnaturą punktową, natomiast zmiany temperatury wody na dekadę (ΔT w $°C \cdot dec^{-1}$) zobrazowano na mapach izoliniowych opracowanych metodą krigingu w programie Surfer 10 (Golden Software).

Położenie fizycznogeograficzne Polski sprawia, że nad obszarem ścierają się różne masy powietrza wpływające na kształtowanie się stanów pogody, a w rezultacie na klimat, który odznacza się dużą zmiennością pogody i znacznymi różnicami w przebiegu pór roku w następujących po sobie latach. Większość obszaru znajduje się w zasięgu oddziaływania klimatu umiarkowanego przejściowego, mającego cechy pośrednie między klimatem morskim a kontynentalnym, przy czym wzrost kontynentalizmu obserwuje się w kierunku wschodnim. Tylko południowa część Polski znajduje się pod wpływem klimatu podgórskiego (Karpaty i Sudety).

Rzeki w Polsce reprezentują kilka typów reżimu hydrologicznego, z przewagą reżimu niwalnego średnio wykształconego (Wrzesiński 2016), w którym zachowana jest równowaga pomiędzy zasilaniem podziemnym i powierzchniowym rzek, a średni przepływ miesiąca wiosennego nie przekracza 130–180% ich średniego przepływu rocznego. Najbardziej wyrównane przepływy w roku oraz największy udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym cechują reżim niwalny słabo wykształcony, który jest charakterystyczny dla rzek Przymorza, Pojezierza Pomorskiego oraz niektórych rzek na Pojezierzu Mazurskim. Reżim niwalny silnie wykształcony cechuje rzeki o największych zmianach przepływu w cyklu rocznym występujące w centralnej Polsce, głównie na Pojezierzu Wielkopolskim, Nizinie Południowowielkopolskiej, Nizinie Mazowieckiej i Nizinie Północnopodlaskiej. Najwyższy odpływ w Polsce rejestrowany jest na rzekach o reżimie pluwialno-niwalnym w Sudetach i Karpatach, natomiast duży zakres odpływów rocznych jest typowy dla rzek o reżimie niwalno-pluwialnym występujących w południowej części Polski.

Wyniki i dyskusja

W pracy wykazano, że w latach 1971–2015 dla różnych przedziałów czasowych (miesiące, sezony i rok) istniał zróżnicowany udział pozytywnych i negatywnych trendów w badanych seriach temperatury wody rzek w Polsce (ryc. 2). Większość analizowanych serii pomiarowych w badanym okresie charakteryzowała się pozytywnym trendem temperatury. Najmniejsze zmiany temperatury stwierdzono w miesiącach zimowych (grudzień–marzec), a dodatnie trendy, istotne statystycznie ($p < 0,05$), ujawniły się wówczas tylko w przypadku 7–23% posterunków pomiarowych. Jedynie w listopadzie dla około 70% posterunków pomiarowych miał miejsce zwiększony udział trendów dodatnich. W miesiącach od kwietnia do października temperatura wód w rzekach wykazała tendencje dodatnie (dla ok. 55–75% posterunków), przy czym w lipcu w seriach danych zarejestrowano dodatni trend istotny statystycznie w przypadku największej liczby posterunków (ok. 80%). Tendencje zmian temperatury wód rzecznych zarejestrowane

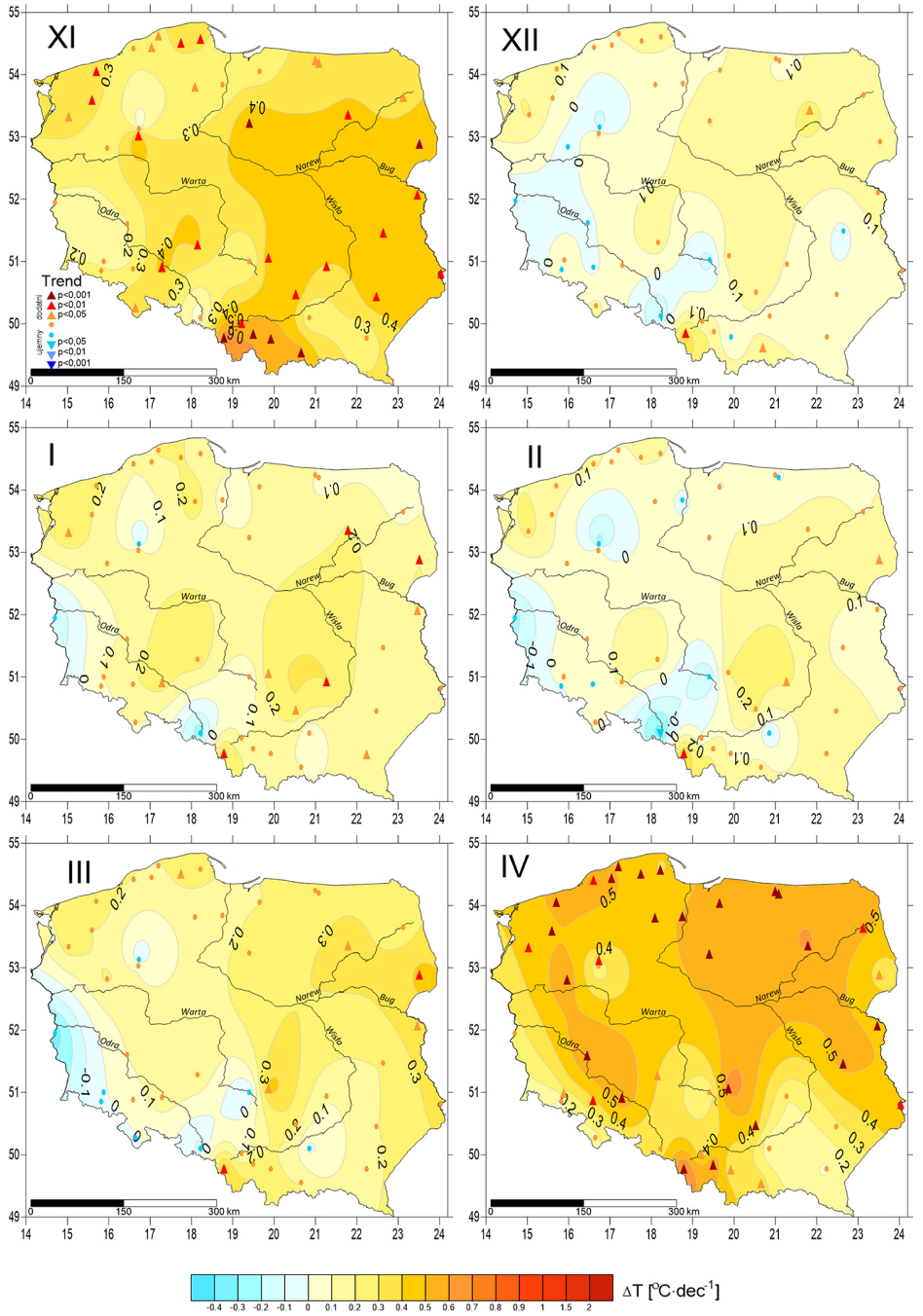


Ryc. 2. Udział trendów o określonej istotności (p) w badanych seriach temperatury wody rzek w latach 1971–2015

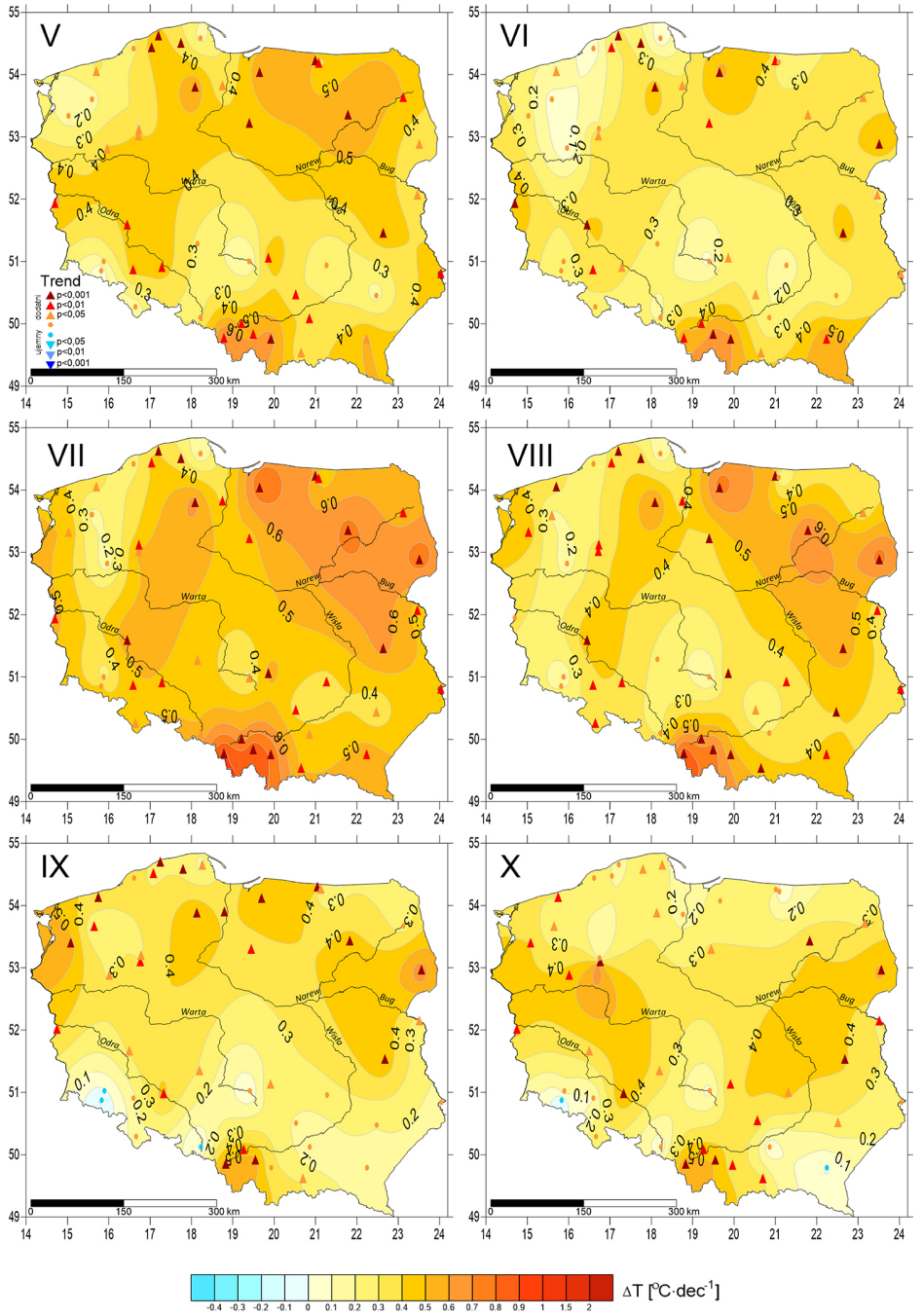
w poszczególnych miesiącach przełożyły się na zmiany w kolejnych sezonach roku hydrologicznego (ryc. 2).

Z analizy trendów temperatury w miesiącach półrocza zimowego wynika, że największy wzrost temperatury (istotny statystycznie na poziomie $p < 0{,}01$ i $p < 0{,}001$), wynoszący w różnych częściach kraju od 0,3°C·dec^{-1} do 0,6°C·dec^{-1}, wystąpił w listopadzie, a następnie w kwietniu, w którym temperatura wzrosła od 0,2°C·dec^{-1} do powyżej 0,5°C·dec^{-1} (ryc. 3). W listopadzie znacznie ociepliły się wody Wisły, zwłaszcza w górnym i środkowym odcinku, oraz temperatura wód jej górskich dopływów. W kwietniu ocieplenie wód rzecznych wystąpiło na większości obszaru Polski, z wyjątkiem górskich dopływów Wisły, środkowego i dolnego biegu Odry i jej górskich dopływów oraz górnego odcinka biegu Warty. W pozostałych miesiącach półrocza zimowego nie stwierdzono istotnych statystycznie zmian temperatury wody w rzekach, tylko w części południowo-zachodniej (górna i środkowa Odra) oraz na Gwdzie i górnej Warcie odnotowano trendy ujemne, zazwyczaj jednak statystycznie nieistotne.

W miesiącach półrocza letniego zarejestrowano wzrost temperatury wód we wszystkich analizowanych rzekach w granicach od 0,2°C·dec^{-1} do powyżej 0,8°C·dec^{-1}, tylko we wrześniu i październiku w części południowo-wschodniej, na dopływach Odry, wystąpiła tendencja ujemna (ryc. 4). Od maja do sierpnia najbardziej wyraźny wzrost temperatury wody stwierdzono na górnej Wiśle i jej górskich dopływach (Soła, Skawa, Raba), na rzekach w północno-wschodniej części Polski (Pisa, Narew, Bug i Wieprz) oraz środkowej Odrze i Warcie. Znaczący wzrost temperatury wody w rzekach nastąpił w lipcu i sierpniu, kiedy na ponad połowie obszaru Polski wyniósł on ponad 0,6°C·dec^{-1} (ryc. 4).



Ryc. 3. Rozkład przestrzenny trendów o określonej istotności oraz zmian temperatury wody (ΔT) w półroczu zimowym w latach 1971–2015



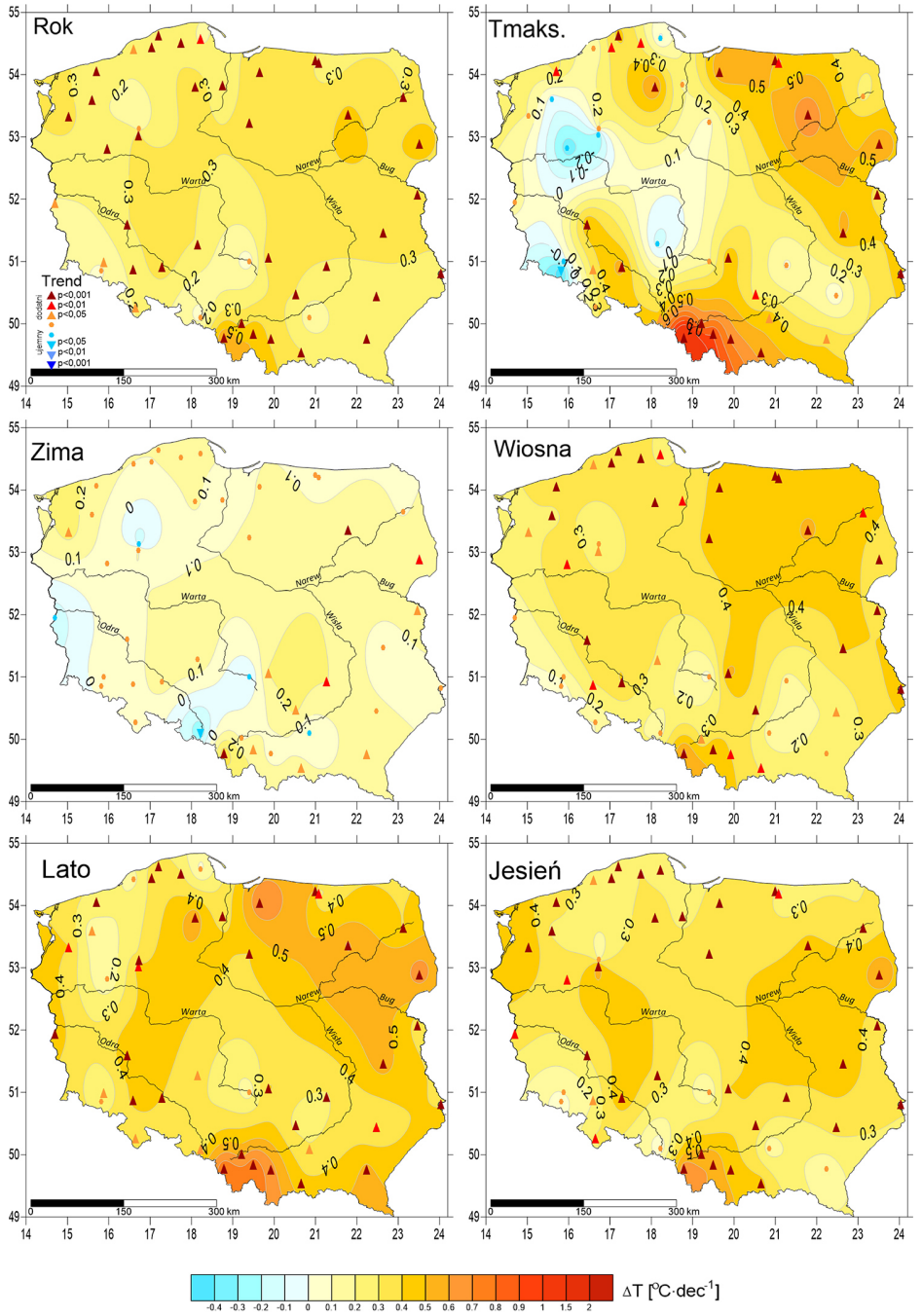
Ryc. 4. Rozkład przestrzenny trendów o określonej istotności oraz zmian temperatury wody (ΔT) w półroczu letnim w latach 1971–2015

Porównując zmiany temperatury wód rzecznych w poszczególnych sezonach, zaobserwowano podobne tendencje wyraźnego wzrostu wiosną, latem i jesienią, natomiast w sezonie zimowym nie stwierdzono większych zmian temperatury (ryc. 5). Przestrzennie zróżnicowane były maksymalne roczne temperatury wód rzecznych. Na Wiśle i jej dopływach stwierdzono w przewadze istotne statystycznie trendy dodatnie temperatury maksymalnej i jej wzrost od 0,2°C·dec^{-1} do ponad 0,8 °C·dec^{-1} (górna Wisła i jej górskie dopływy) – ryc. 5. W przypadku Odry i jej dopływów oraz rzek Przymorza tendencje zmian maksymalnych temperatur wód były zdecydowanie słabsze i w przewadze wyniosły 0,1–0,3°C·dec^{-1}, natomiast na Prośnie, Noteci i Drawie oraz na dopływach Odry: Kaczawie i Bystrzycy stwierdzono spadek temperatury maksymalnej w granicach od –0,1°C·dec^{-1} do –0,3°C·dec^{-1}.

W oparciu o analizowany zbiór danych pomiarowych można stwierdzić, że trendy średniej rocznej temperatury wód rzecznych w Polsce w okresie 1971–2015 były na ogół dodatnie, a zaobserwowany wzrost temperatury wyniósł od 0,2°C·dec^{-1} do 0,4°C·dec^{-1}, co związane było głównie z pozytywnymi trendami temperatury powietrza (Kożuchowski, Żmudzka 2001, Michalska 2011). Podobne trendy zmian temperatury wód rzecznych potwierdziły badania prowadzone w warunkach europejskich (Pekarova i in. 2008, Dokulil 2014, Orr i in. 2015, Basarin i in. 2016). Trendy dodatnie temperatury wód stwierdzono m.in. na rzekach w Anglii (Webb, Walling 1992), Austrii (Webb, Nobilis 1995), Niemczech (Arora i in. 2016) i Szwajcarii (Michel i in. 2020).

Przejawem pozytywnych trendów temperatury powietrza w Polsce w okresie 1951–2000 było przede wszystkim występowanie coraz cieplejszych zim, natomiast w miesiącach letnich występowanie na ogół nieistotnego, ujemnego lub zerowego trendu temperatury (Trepińska 2001, Kożuchowski 2004). W ostatnich czterech dekadach ocieplenie widoczne było nie tylko w sezonach zimowym i wiosennym, ale także i latem, a wyraźny wzrost średniej rocznej temperatury powietrza rejestrowany jest od początku 2001 r. Zmienność rocznej temperatury powietrza była na całym obszarze kraju podobna, o czym świadczą mało zróżnicowane wartości odchylenia standardowego, wynoszące 0,8–0,9°C (Michalska 2011).

Wyniki analizy temperatury wód rzecznych w okresie 1971–2015 nawiązują wyraźnie do wcześniejszych badań przeprowadzonych w Polsce. Marszelewski i Pius (2016), badając zmiany termiki wód w 14 rzekach w Polsce w okresie 1961–2010, stwierdzili wyraźny wzrost temperatury wód w rzekach nizinnych (0,17–0,27°C·dec^{-1}), natomiast tego typu zmian nie zarejestrowano w rzekach Przedgórza Karpackiego. Ptak i in. (2016) wykazali w okresie 1971–2015 wzrost temperatury wód (od 0,26°C·dec^{-1} do 0,31°C·dec^{-1}) w wybranych rzekach w strefie Przymorza, a Łukaszewicz i Graf (2020) potwierdzili te tendencje również dla okresu 1951–2010. Analiza tendencji zmian średnich rocznych temperatur wód Warty przeprowadzona dla okresu 1960–2009 potwierdziła jej istotny statystycznie wzrost w granicach od 0,096°C·dec^{-1} do 0,281°C·dec^{-1} (Ptak i in. 2019). Graf (2015) wykazała z kolei wzrost średniej rocznej temperatury wody w Warcie w jej odcinku środkowym o 0,5–0,7°C w okresie 2001–2010 w stosunku do okresu 1991–2000. Badania zmian termiki wód Warty w półroczu zimowym (1991–2010)



Ryc. 5. Rozkład przestrzenny trendów o określonej istotności oraz zmiany średniej rocznej, sezonowej i maksymalnej temperatury wody (ΔT) w latach 1971–2015

potwierdziły jej wzrost w ciągu dwóch dziesięcioleci o 0,4°C (Graf i in. 2018). Natomiast badania zmian termiki wód dopływów Warty w latach 1965–2014 wykazały podobny wzrost temperatury wód Neru o 0,24°C·dec^{-1} (Ptak 2017) i Prosny o 0,27°C·dec^{-1} (Ptak, Nowak 2017). W rzekach górskich wykazano zróżnicowanie trendów zmian temperatury ich wód w różnych okresach (Marszelewski, Pius 2016, Graf, Wrzesiński 2020, Kędra 2020).

Brak istotnych zmian temperatury wód w rzekach jesienią (z wyjątkiem listopada) i zimą wynika prawdopodobnie z nieznacznych zmian temperatury powietrza. Badania Michalskiej (2011) wykazały, że zmiany temperatury powietrza w Polsce w zimie (1951–2005) są najmniej zróżnicowane przestrzennie. Wzrost temperatury wody w rzekach na przełomie półroczy chłodnego i ciepłego związany był głównie ze wzrostem temperatury powietrza na przełomie zimy i wiosny. Podkreślają to badania Kożuchowskiego i Żmudzkiej (2001) oraz Michalskiej (2011), zdaniem których ocieplenie w Polsce, wynoszące 0,9°C na 50 lat (1951–2000) było głównie wynikiem wzrostu temperatury powietrza na przełomie lutego i marca. Potwierdzone w badaniach dla okresu 1971–2015 ocieplanie się wód rzecznych zależy w dużej części od wielkości wzrostu temperatury powietrza, pory roku, ale także regionu, przez który rzeka przepływa, oraz właściwości zlewni. Dużą wrażliwością w zakresie zmian termiki wód cechują się rzeki regionów górskich (Kędra 2020), w których udział wód podziemnych w odpływie jest najmniejszy. Żelazny i in. (2018) do głównych czynników kontrolujących zmienność temperatury wody w rzekach górskich (Tatry) o niskim stopniu ingerencji człowieka zaliczyli warunki pogodowe, charakterystyki zlewni oraz cechy reżimu hydrologicznego.

Analiza szeregów czasowych temperatury wód rzecznych, przeprowadzona dla okresu 1971–2015, wykazała ponadto wzrost średnich maksimów i zimowej temperatury w niektórych rzekach, co może być związane ze zmiennym udziałem zasilania roztopowego w odpływie rzecznym, na co zwrócili uwagę Hannah i Garner (2015), badając cechy reżimu termicznego rzek w Anglii. Wysokie wzrosty i spadki temperatury wód rzecznych bardzo często dotyczą przypadków, kiedy obserwuje się większe różnice między sezonowym rozkładem i wielkością osiąganych maksimów i minimów temperatury (tab. 1). Może to być efektem wzrostu w ciągu ostatnich lat odpływu rzecznego w sezonie zimowym i obniżenia wielkości odpływu w miesiącach letnich (Wrzesiński, Sobkowiak 2018). Zdaniem Arory i in. (2016) oraz Graf i Wrzesińskiego (2019b) na zmienność temperatury rzek w sezonie zimowym wpływa oscylacja północnoatlantycka (NAO). O coraz większym oddziaływaniu Oceanu Atlantyckiego na klimat w Polsce świadczy zmniejszanie się rocznej amplitudy temperatury powietrza w kolejnych dekadach (Marsz, Styszyńska 2001, Michalska 2011). Ustalono, że dla warunków europejskich (Basarin i in. 2016) oraz polskich (Marszelewski, Pius 2016) istotny trend dodatni temperatury wód rozpoczął się w latach 80. i uwidaczniają się w nim powiązania ze wzorcami klimatycznymi na Atlantyku. Wskazuje się, że wpływ oscylacji północnoatlantyckiej zaznacza się w sposób bardziej znaczący w zmienności zimowej temperatury rzeki niż w ogólnej jej zmienności (Wrzesiński i in. 2018, Graf, Wrzesiński 2019b, Plewa i in. 2019). Natomiast zmienne

krajobrazowe i cechy fizycznogeograficzne zlewni (np. ekoregion nizinny, górski, wysokość i powierzchnia obszaru) wpływają na zróżnicowanie przestrzenne trendów temperatury wód rzecznych, co zaobserwowano w przypadku przeprowadzonej analizy.

Podsumowanie i wnioski

1. W okresie 1971–2015 odnotowano wzrost średniej rocznej temperatury wód w rzekach w Polsce w zakresie 0,2°C·dec^{-1}–0,4°C·dec^{-1}. Pozytywne i istotne statystycznie trendy temperatury stwierdzono na większości (89%) badanych rzek w całym kraju.
2. W poszczególnych sezonach zaobserwowano wyraźny i statystycznie istotny wzrost temperatury wód wiosną (77% rzek), latem (89%) i jesienią (84%). Zmiany średniej temperatury w sezonie zimowym są najmniejsze, z reguły dodatnie, jednak tylko w 25% rzek istotne statystycznie.
3. W półroczu zimowym największy wzrost temperatury wód w rzekach wystąpił w listopadzie (od 0,3°C·dec^{-1} do 0,6°C·dec^{-1}) i w kwietniu (od 0,2°C·dec^{-1} do powyżej 0,5°C·dec^{-1}), natomiast w półroczu letnim – w lipcu i sierpniu, kiedy na ponad połowie obszaru Polski wyniósł ponad 0,6°C·dec^{-1}.
4. Stwierdzono przestrzenne zróżnicowanie trendów maksymalnej rocznej temperatury wód rzecznych: na Wiśle i jej dopływach były to trendy dodatnie istotne statystycznie (wzrost od 0,2°C·dec^{-1} do ponad 0,8 °C·dec^{-1}), na Odrze i jej dopływach oraz rzekach Przymorza trendy były zdecydowanie słabsze. Na kilku rzekach (Prośnie, Noteci i Drawie, Kaczawie i Bystrzycy) nastąpił spadek temperatury maksymalnej.
5. Ocieplanie się wód rzecznych w okresie 45-lecia związane było głównie z pozytywnymi trendami temperatury powietrza, a różnice przestrzenne wynikają z uwarunkowań fizycznogeograficznych regionu, przez który rzeka przepływa, właściwości zlewni oraz cech reżimu rzecznego.
6. Uzyskane wyniki mogą być przydatne w ocenie stabilności cech reżimu termicznego i prognozowaniu zmian temperatury wód w rzekach w warunkach zmian klimatu, co ma istotne znaczenie dla optymalnego zarządzania ekosystemami wodnymi.

Literatura

Arora R., Tockner K., Venohr M., 2016, Changing river temperatures in northern Germany: trends and drivers of change, Hydrological Processes, 30, 17: 3084.

Basarin B., Lukić T., Pavić D., Wilby R.L., 2016, Trends and multi-annual variability of water temperatures in the river Danube, Serbia, Hydrological Processes, 30, 18: 3315.

Caissie D., 2006, The thermal regime of rivers: a review, Freshwater Biology, 51: 1389–1406.

Caldwell P., Segura C., Laird S.G., Sun G., McNulty S.G., Sandercock M., Boggs J., Vose J.M., 2015, Short-term stream water temperature observations permit rapid assessment of potential climate change impacts, Hydrol. Process, 29: 2196–2211.

Ciupa T., 2006, Temperatura wód i występowanie zjawisk lodowych na rzekach odwadniających zlewnie o różnym sposobie użytkowania na przykładzie Silnicy i Sufragańca (Góry Świętokrzyskie), Probl. Ekol. Krajobr., 16, 1: 381–390.

Delpla I., Jung A-V., Baures E., Clement M., Thomas O., 2009, Impacts of climate change on surface water quality in relation to drinking water production, Environ. Int., 35: 1225–1233.

Dokulil M.T., 2014, Impact of climate warming on European inland waters, Inland Waters, 4: 27–40.

EEA Report No 12/2012, Climate Change, Impacts and Vulnerability in Europe, 2012en, 2012 (http://www.eea.europa.eu/pl/themes; dostęp: 15.03.2020).

Graf R., 2015, Zmiany termiki wód Warty w profilu łączącym pradolinny i przełomowy odcinek doliny (Nowa Wieś Podgórna–Śrem–Poznań), [w:] D. Absalon, M. Matysik, M. Ruman (red.), Nowoczesne metody i rozwiązania w hydrologii i gospodarce wodnej. Monografie Komisji Hydrologicznej PTG, 3: 177–194.

Graf R., Łukaszewicz J.T., Jawgiel K., 2018, Analiza struktury i czasu trwania zjawisk lodowych na Warcie na tle warunków termicznych w okresie, 1991–2010, Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, 18, 4(64): 5–28.

Graf R., Wrzesiński D., 2019a, Reżim termiczny, [w:] A. Choiński (red.), Wody Wielkopolski. Wody powierzchniowe. Rzeki. Seria Geografia, 103. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 159–185.

Graf R., Wrzesiński D., 2019b, Relationship between Water Temperature of Polish Rivers and Large-Scale Atmospheric Circulation, Water, 11(8): 1690.

Graf R., Wrzesiński D., 2020. Detecting Patterns of Changes in River Water Temperature in Poland, Water, 12(5): 1327.

Hannah D.M., Garner G., 2015, River water temperature in the United Kingdom: Changes over the, 20th century and possible changes over the 21st century, Progress in Physical Geography, 39(1): 68–92.

IPCC, SRCCL. Climate Change and Land. IPCC Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse gas fluxes in Terrestrial Ecosystems. Summary for Policymakers, 2018 (https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2019/08/4.-SPM_Approved_Microsite_FINAL.pdf).

Jones L.A., Muhlfeld C.C., Marshall L.A., McGlynn B.L., Kershner J.L., 2014, Estimating thermal regimes of bull trout and assessing the potential effects of climate warming on critical habitats, River Res. Applic., 30:, 204–216.

Kaushal S.S., Likens G.E., Jaworski N.A., Pace M.L., Sides A.M., Seekell D., Wingate R.L., 2010, Rising stream and river temperatures in the United States, Front. Ecol. Environ., 8, 461–466.

Kędra M., 2020, Regional response to global warming: water temperature trends in semi-natural mountain river systems, Water, 12(1): 283.

Kożuchowski K., 2004, The scale and tendencies of the contemporary changes in air temperature in Poland, Uniwersytet Łódzki, Łódź, s. 25–46.

Kożuchowski K. Żmudzka E., 2001, Ocieplenie w Polsce: skala i rozkład sezonowy zmian temperatury w drugiej połowie XX w., Prz. Geof., 46, 1–2: 81–90.

Luo Y., Ficklin D.L., Liu X., Zhang M., 2013, Assessment of climate change impacts on hydrology and water quality with a watershed modeling approach, Sci. Total Environ., 450–451: 72–82.

Łukaszewicz J., Graf R., 2020, The variability of ice phenomena on the rivers of the Baltic coastal zone in the Northern Poland, Journal of Hydrology and Hydromechanics, 68(1): 38–50.
Marszelewski W., Pius B., 2016, Long-term changes in temperature of river waters in the transitional zone of the temperate climate: a case study of Polish rivers, Hydrological Sciences Journal, 61, 8: 1430–1442.
Marszelewski W., Pius B., 2018, Relation between air temperature and inland surface water temperature during climate change (1961–2014): case study of the Polish Lowland, [w:] M. Zelenakova (red.), Water management and the environment: case studies. Springer, Berlin, s. 175–195.
Michalska B., 2011, Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce, Prace i Studia Geograficzne, 47: 67–75.
Michel A., Brauchli T., Lehning M., Schaefli B., Huwald H., 2020, Stream temperature and discharge evolution in Switzerland over the last 50 years: annual and seasonal behaviour, Hydrol. Earth Syst. Sci., 24: 115–142.
O'Reilly C.M., Sharma S., Gray D.K., Hampton S.E., Read J.S. i in., 2015, Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe, Geophys. Res. Lett., 42: 10773–10781.
Orr H.G., Simpson G.L., Clers S., Watts, G., Hughes, M., Hannaford, J., Evans, R., 2015, Detecting changing river temperatures in England and Wales, Hydrol. Process., 29: 752–766.
Pekarova P., Halmova D., Miklanek P., Onderka M., Pekar J., Skoda P., 2008, Is the water temperature of the Danube River at Bratislava, Slovakia, rising? Journal of Hydrometeorology, 9(5): 1115–1122.
Plewa K., Perz A., Wrzesiński D., 2019, Links between Teleconnection Patterns and Water Level Regime of Selected Polish Lakes, Water, 11(7): 1330.
Ptak M., 2017, Zmiany temperatury wody i zjawisk lodowych rzeki Ner (centralna Polska) w latach1965–2014, Polish Journal for Sustainable Development, 21(1): 1–8.
Ptak M., Choiński A., Kirviel J., 2016, Long-term water temperature fluctuations in coastal rivers (Southern Baltic) in Poland. Bulletin of Geography, 11: 35–42.
Ptak M., Nowak B., 2017, Zmiany temperatury wody w Prośnie w latach, 1965–2014. Woda–Środowisko–Obszary Wiejskie, 17, 3(59): 101–112.
Ptak M., Sojka M., Kałuża T., Choiński A., Nowak B., 2019, Long-term water temperature trends of the Warta River in the years, 1960–2009, Ecohydrology & Hydrobiology, 19, 3: 441–451.
Trepińska J., 2001, Fluktuacje termiczne w Europie od małej epoki lodowej do końca XX wieku, Prace i Studia Geogr., 29: 73–76.
van Vliet M.T.H., Ludwig F., Zwolsman J.J.G., Weedon G.P., Kabat P., 2011, Global river temperatures and sensitivity to atmospheric warming and changes in river flow, Water Resources Research, 47(2), [W02544].
van Vliet M.T.H., Franssen W.H.P., Yearsley J.R., Ludwig F., Haddeland I., Lettenmaier D.P., Kabat P., 2013, Global river discharge and water temperature under climate change, Global Environmental Change, 23: 450–464.
Webb B.W., Walling D.E., 1992, Long term water temperature behaviour and trends in a Devon, UK, river system, Hydrological Sciences Journal, 37: 567–580.
Webb B.W., Nobilis F., 1995, Long term water temperature trends in Austrian rivers, Hydrological Sciences Journal, 40, 1: 83–96.
Webb B.W., Nobilis F., 2007, Long-term changes in river temperature and the influence of climatic and hydrological factors, Hydrol. Sci. J., 52: 74–85.

Wollway R.I., Dokulil M.T., Marszelewski W., Schmid M., Bouffard D., Merchant C.J., 2017, Warming of Central European lakes and their response to the, 1980s climate regime shift, Climatic Change, 142, 505–520.
Wrzesiński D., 2016, Use of entropy in the assessment of uncertainty of river runoff regime in Poland, Acta Geophysica, 64(5): 1825–1839.
Wrzesiński D. Sobkowiak L., 2018, Detection of changes in flow regime of rivers in Poland, J. Hydrol. Hydromech., 66, 1: 55–64.
Wrzesiński D., Ptak M., Plewa K., 2018, Effect of the North Atlantic Oscillation on water level fluctuations in lakes of northern Poland, Geographia Polonica, 91(2): 243–259.
Żelazny M., Rajwa-Kuligiewicz A., Bojarczuk A., Pęksa Ł., 2018, Water temperature fluctuation patterns in surface waters of the Tatra Mts, Poland, J Hydrol., 564: 824–835.

Adam Perz

Wykorzystanie kopuli do ustalania odpływów maksymalnych prawdopodobnych na przykładzie rzek w zlewni Warty

Zarys treści: Celem pracy było pokazanie przestrzennego zróżnicowania wartości odpływów jednostkowych maksymalnych prawdopodobnych w zlewni Warty, uzyskanych w wyniku analiz opartych na kopulach (funkcje Copula). Wartości prawdopodobne przedstawiono dla trzech scenariuszy prawdopodobieństwa: 10%, 1% i 0,2%. Posłużono się danymi IMGW-PIB o przepływach dobowych dla lat 1971–2010. Wartości maksymalnych dobowych odpływów rocznych o prawdopodobieństwie przewyższenia 10% (czyli średnio raz na 10 lat) wahają się od 10,4 do 124 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, 1% (czyli średnio raz na 100 lat) od 14,2 do 210,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, a 0,2% (czyli średnio raz na 500 lat) od 16,8 do 265,9 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. We wszystkich wariantach najwyższe wartości występują na południu – w zlewniach górnych odcinków Prosny, Liswarty i Warty. Najniższe odpływy są charakterystyczne dla zlewni rzek należących do systemu odwodnieniowego Noteci – jedynie w górnych odcinkach jej prawych dopływów wykazują większe wartości.

Słowa kluczowe: przepływy maksymalne prawdopodobne, zarządzanie ryzykiem powodziowym, ochrona przeciwpowodziowa, zlewnia Warty, Copula

Wstęp

Przed gospodarką wodną stoi wiele wyzwań. Jednym z nich jest ochrona przeciwpowodziowa, obecnie często rozumiana szerzej niż kilkanaście czy kilkadziesiąt lat temu jako zarządzanie ryzykiem powodziowym. Zakłada ono akceptację występowania wysokich wezbrań jako naturalnego zjawiska hydrologicznego i zagrożeń, które ze sobą niosą. Wyraża się to np. w realizacji jej celów nie tylko poprzez stosowanie działań technicznych, takich jak budowa obwałowań czy zbiorników retencyjnych, ale także poprzez sięganie po rozwiązania nietechniczne, np. zalesianie, rozsuwanie wałów przeciwpowodziowych, ograniczanie zabudowy na

AP – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej
e-mail: adam.perz@amu.edu.pl

terenach zagrożonych czy prowadzenie kampanii społecznych. W ten sposób nowoczesne podejście do ochrony przeciwpowodziowej może działać na trzy komplementarne sposoby: odsuwać powódź od ludzi, odsuwać ludzi od powodzi i uczyć ludzi żyć z powodzią. Takie podejście wymaga jednakże o wiele szerszego spojrzenia na problematykę zagrożenia powodziowego, wymusza także rzetelne planowanie oraz wyznaczanie priorytetów inwestycyjnych.

Ramy planowania w zakresie ochrony przeciwpowodziowej ustanawia Dyrektywa 2007/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z 23 października 2007 r. w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim (tzw. Dyrektywa Powodziowa), transponowana do ustawy z dnia 20 lipca 2017 r. Prawo wodne (t.j. Dz.U. 2020, poz. 310). Przedstawia ona sześcioletni cykl planistyczny, składający się z trzech opracowań: wstępnej oceny ryzyka powodziowego (WORP), map zagrożenia powodziowego i map ryzyka powodziowego (MZPiMRP) oraz planów zarządzania ryzykiem powodziowym (PZRP) – prace nad nimi skoordynowane są z opracowaniem planów gospodarowania wodami (PGW). W Polsce obecnie trwa II cykl planistyczny, w trakcie przeglądu i aktualizacji są zarówno MZPiMRP, jak i PZRP.

Prawidłowa identyfikacja obszarów zagrożonych i wybranie najlepszych rozwiązań nie byłoby jednak możliwe bez prawidłowego określenia przepływów maksymalnych prawdopodobnych na analizowanych ciekach i stanów wód o założonym prawdopodobieństwie przewyższenia. Jednym z podstawowych sposobów służących do tego jest metoda Kaczmarka, z kolei na potrzeby opracowania wymienionych map zagrożenia i ryzyka powodziowego posłużono się metodą funkcji najbardziej wiarygodnej, zgodnie z obowiązującą metodyką w IMGW-PIB (ISOK 2013).

Współcześnie w badaniach hydrologicznych coraz częściej wykorzystywane są kopule (in. funkcje Copula) w badaniu zależności pomiędzy ciągami danych opisujących różne zjawiska, takie jak np. zależność ilości niesionego materiału od wielkości przepływu (Zhang i in. 2014, Zhou i in. 2014) czy zależność stanów wód jezior przybrzeżnych od stanów Morza Bałtyckiego (Perz, Plewa 2019, Plewa i in. 2019). Pozwalają one na sprawdzenie siły powiązań pomiędzy ciągami danych, jednakże do ich zastosowania nie jest konieczne przyjmowanie założeń typowych dla wielu standardowo wykorzystywanych metod, np. o rozkładzie normalnym danych. Kopule wykorzystano także np. do stworzenia probabilistycznych map zagrożenia powodziowego, biorących pod uwagę niepewność wpisaną w definicję obliczonej hipotetycznej fali wezbraniowej (Candela, Aronica 2016).

Celem pracy jest przedstawienie przestrzennego zróżnicowania wartości odpływów jednostkowych maksymalnych prawdopodobnych w zlewni Warty, uzyskanych w wyniku analiz opartych na kopulach. Wartości prawdopodobne przedstawiono dla trzech scenariuszy prawdopodobieństwa: 10%, 1% i 0,2%.

Analizy przeprowadzono na podstawie dziennych wartości przepływów z lat 1971–2010 dla posterunków wodowskazowych na rzekach należących do zlewni Warty. Dane pochodziły z zasobów Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego.

Metodyka

W pierwszej kolejności ustalono wartości przepływów maksymalnych rocznych Q_{max} [$m^3 \cdot s^{-1}$], które następnie przeliczono na wartości odpływu jednostkowego q_{max} [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$] według wzoru:

$$q = \frac{Q \times 1000}{A}$$

gdzie: q – odpływ jednostkowy [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$], Q – przepływ [$m^3 \cdot s^{-1}$], A – powierzchnia zlewni zamkniętej profilem wodowskazowym [km^2].

Sprowadzenie danych do miary umożliwiającej porównanie ze sobą danych z poszczególnych stacji wodowskazowych umożliwiło przedstawienie przestrzennego zróżnicowania wartości w obrębie całej zlewni Warty. Podobne podejście w swoich pracach przyjęli m.in. Jokiel i Tomalski (2004) oraz Gutry-Korycka i in. (2009).

Następnie przeprowadzono test Manna-Kendalla, a dla ciągów danych, które nie wykazały istotnych statystycznie trendów, oszacowano parametry rozkładów statystycznych spośród trzech wybranych typów, najlepiej odzwierciedlających rozkłady wartości maksymalnych w ciągach danych hydrologicznych. Są to rozkłady: Weibulla, Gamma, Gumbela i log-normalny (Koutsoyiannis 2008). Parametry tych rozkładów oszacowano metodą największego prawdopodobieństwa (Zhao i in. 2012). W celu oceny zgodności dopasowania danego rozkładu do ciągu danych wykorzystano kryterium informacyjne Akaikego (*Akaike Information Criterion*, AIC) (Akaike 1974), które można obliczyć na dwa sposoby:

$$\text{AIC} = -2\log(\textit{zmaksymalizowane prawdopodobieństwo modelu}) + 2(\textit{l. dopasowanych parametrów})$$

lub

$$\text{AIC} = \text{N}\log(\text{MSE}) + 2(\textit{l. dopasowanych parametrów})$$

gdzie: MSE – średni błąd kwadratowy (ang. *mean square error*), N – liczebność próby.

Najlepiej dopasowanym rozkładem jest zawsze ten, dla którego AIC przyjmuje najniższą wartość.

W pracy wykorzystano jednoparametryczne kopule archimedejskie z rodzin Gumbela, Claytona i Franka (tab. 1). Parametry funkcji zostały oszacowane z wykorzystaniem estymatorów największej wiarygodności (ang. *Maximum Likelihood Estimator*, MLE) (Kouchak, Nasrollahi 2010). Wyboru najlepszego połączonego rozkładu dokonano, wykorzystując kryterium informacyjne Akaikego (AIC) (Akaike 1974).

Tabela 1. Funkcje kopuli, parametr funkcji, funkcja generująca $\phi(t)$ i zależność parametru od τ_θ Kendalla dla wybranych rodzin dwuwymiarowych funkcji kopula

Rodzina kopuli	$C_\theta(u,v)$	Generator $\phi(t)$	Parametr $\theta\in$	τ_θ Kendalla
Claytona	$max\left(\left(u^{-\theta}+v^{-\theta}-1\right)^{-1/\theta},0\right)$	$\frac{1}{\theta}\left(t^{-\theta}-1\right)$	$[-1,\infty)\backslash\{0\}$	$\tau=\theta/(2+\theta)$
Gumbela--Hougaarda	$exp\left\{-\left[(-ln\,u)^\theta+(-ln\,v)^\theta\right]^{1/\theta}\right\}$	$(-\ln t)^\theta$	$[1,\infty)$	$(\theta-1)/\theta$
Franka	$\frac{-1}{\theta}ln\left[1+\frac{\left(e^{-\theta_u}-1\right)\left(e^{-\theta_v}-1\right)}{e^{-\theta}-1}\right]$	$-ln\frac{e^{-\theta t}-1}{e^{-\theta}-1}$	$(-\infty,\infty)\backslash\{0\}$	$1+4[D_1(\theta)-1]/\theta$

gdzie $D_k(x)$ jest funkcją Debye, dla każdej pozytywnej liczby całkowitej k,

$$D_k(x)=\frac{k}{k^x}\int_0^x\frac{t^k}{e^t-1}dt.$$

Zastosowanie kopuli wymaga porównania dwóch różnych serii danych, dlatego każdy z ciągów rocznych odpływów maksymalnych zestawiono z serią danych dla wybranego posterunku – Gorzowa Wielkopolskiego. Jednakże ten wybór w żaden sposób nie rzutuje na uzyskane wartości prawdopodobne odpływów – byłyby one identyczne również w zestawieniu z dowolnym innym posterunkiem.

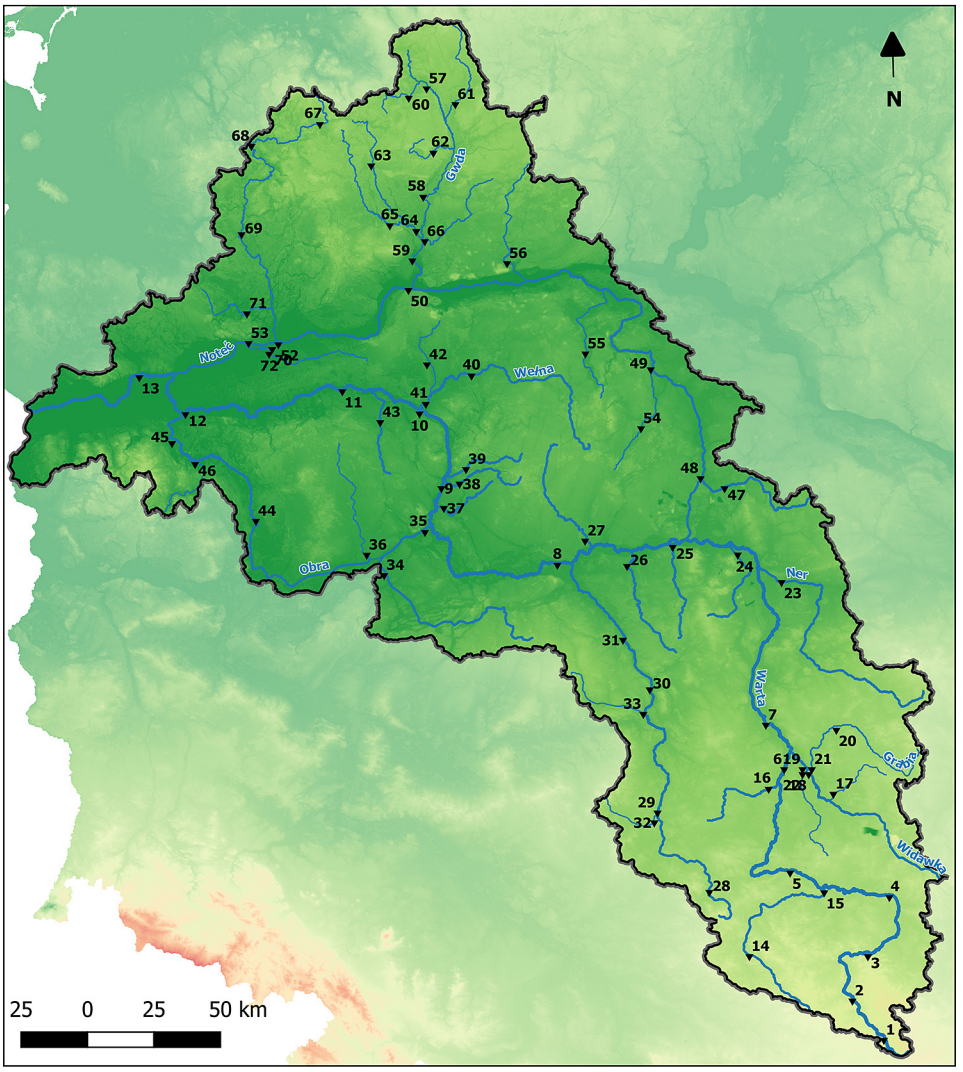
Opis obszaru badań

Zlewnia Warty charakteryzuje się dużą powierzchnią (52 186 km^2 po profil w Gorzowie Wlkp.), a także różnymi warunkami środowiskowymi w poszczególnych jej częściach. Dotyczy to zarówno genezy rzeźby, ukształtowania powierzchni terenu, jak i warunków klimatycznych i hydrologicznych.

W północnej i środkowej części omawianego obszaru (ryc. 1) występuje rzeźba młodoglacjalna z charakterystycznymi formami dla ostatniego zlodowacenia, zagłębieniami terenu oraz wzniesieniami morenowymi i stożkami sandrowymi (Wrzesiński, Perz 2016). W południowej części zlewni teren odznacza się rzeźbą staroglacjalną z mniejszymi deniwelacjami, związanymi z wcześniejszym ustąpieniem lądolodu. Cały obszar Nizin Środkowopolskich jest porozcinany dolinami rzecznymi, między którymi ukształtowały się bezjeziorne wysoczyzny (Wrzesiński, Perz 2016). Deniwelacje terenu znów rosną w górnej części zlewni, gdzie Warta wraz ze swoimi dopływami – Liswartą i Prosną – rozcina północną część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Wrzesiński, Perz 2016).

Tabela 2. Posterunki wodowskazowe w zlewni Warty

L.p.	Rzeka	Posterunek	Pow. zlewni [km^2]
1	Warta	Kręciwilk	66
2	Warta	Poraj	390
3	Warta	Mstów	988
4	Warta	Bobry	1 800
5	Warta	Działoszyn	4 088
6	Warta	Burzenin	5 437
7	Warta	Sieradz	8 140
8	Warta	Nowa Wieś Podgórna	20 763
9	Warta	Poznań	25 126
10	Warta	Oborniki	26 789
11	Warta	Wronki	30 684
12	Warta	Skwierzyna	31 268
13	Warta	Gorzów Wlkp.	52 186
14	Liswarta	Niwki	218
15	Liswarta	Kule	1 557
16	Oleśnica	Niechmirów	592
17	Widawka	Szczerców	721
18	Widawka	Rogoźno	1 268
19	Widawka	Podgórze	2 354
20	Grabia	Łask	472
21	Grabia	Grabno	811
22	Niecieczy	Widawa	242
23	Ner	Dąbie	1 712
24	Kiełbaska	Kościelec	476
25	Powa	Posoka	332
26	Czarna Struga	Trąbczyn	423
27	Września	Samarzewo	360
28	Prosna	Gorzów Śląski	164
29	Prosna	Mirków	1 255
30	Prosna	Piwonice	2 938
31	Prosna	Bogusław	4 304
32	Niesób	Kuźnica Skakawska	246
33	Ołobok	Ołobok	447
34	Kanał Kościański	Kościan	1 247
35	Kanał Mosiński	Mosina	2 492
36	Mogilnica	Konojad	663
37	Kopel	Głuszyna	369
38	Cybina	Antoninek	171
39	Główna	Wierzenica	222
40	Wełna	Pruśce	1 130
41	Wełna	Kowanówko	2 597
42	Flinta	Ryczywół	276
43	Sama	Szamotuły	395
44	Obra	Zbąszyń	1 291
45	Obra	Bledzew	2 618
46	Paklica	Międzyrzecz	279
47	Noteć	Łysek	306
48	Noteć	Noć Kalina	440
49	Noteć	Pakość 2	1 620
50	Noteć	Ujście 1	6308
51	Noteć	Ujście 2	11 255
52	Noteć	Krzyż	12 610
53	Noteć	Nowe Drezdenko	15 970
54	Noteć (Zachodni)	Gębice	182
55	Gąsawka	Żnin	148
56	Łobżonka	Wyrzysk	635
57	Gwda	Gwda Wielka	426
58	Gwda	Ptusza	2 052
59	Gwda	Piła	4 704
60	Nizica	Szczecinek	161
61	Czernica	Czarne	411
62	Czarna	Okonek	104
63	Piława	Nadarzyce	347
64	Piława	Zabrodzie	1 368
65	Dobrzyca	Wiesiółka	892
66	Głomia	Dobrzyca	569
67	Drawa	Stare Drawsko	67
68	Drawa	Drawsko Pomorskie	609
69	Drawa	Drawno	1 267
70	Drawa	Drawiny	3 298
71	Mierzęcka Struga	Mierzęcin	533
72	Miała	Chełst	292



Ryc. 1. Lokalizacja posterunków wodowskazowych w zlewni Warty. Numeracja posterunków zgodna z tabelą 2

Wyniki

Odpływy prawdopodobne o prawdopodobieństwie wystąpienia raz na 10 lat (p = 10%)

Wartości maksymalnych dobowych odpływów rocznych o prawdopodobieństwie przewyższenia 10% (czyli średnio raz na 10 lat) wahają się od 10,4 do 124 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Najwyższe wartości prawdopodobne odpływu maksymalnego

występują w południowej części zlewni Warty (ryc. 2A), widać również nieznacznie wyższe wartości na górnych odcinkach prawych dopływów Noteci, Prośnie na całej długości, a także na kilku zlewniach w centrum badanego obszaru (m.in. Czarnej Strugi, Wrześnicy, Kopla, Mogilnicy i Samy).

Najwyższy prawdopodobny odpływ maksymalny roczny o prawdopodobieństwie przewyższenia 10% odnotowano na zlewni górnej Prosny. Jest on niemal o 50 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ wyższy od drugiej w kolejności wartości dla zlewni górnej Liswarty. Wartość 70 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ została jeszcze przekroczona w zlewni Grabi po profil w Łasku. Najniższe odpływy prawdopodobne roczne w tym wariancie charakteryzują 3 zlewnie cząstkowe Noteci, zamknięte profilami w Krzyżu (10,4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), Ujściu i Nowym Drezdenku (po 10,8 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Dla całej zlewni Warty, zamkniętej w Gorzowie Wielkopolskim, wartość ta wyniosła 13,4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.

Odpływy prawdopodobne o prawdopodobieństwie wystąpienia raz na 100 lat (p = 1%)

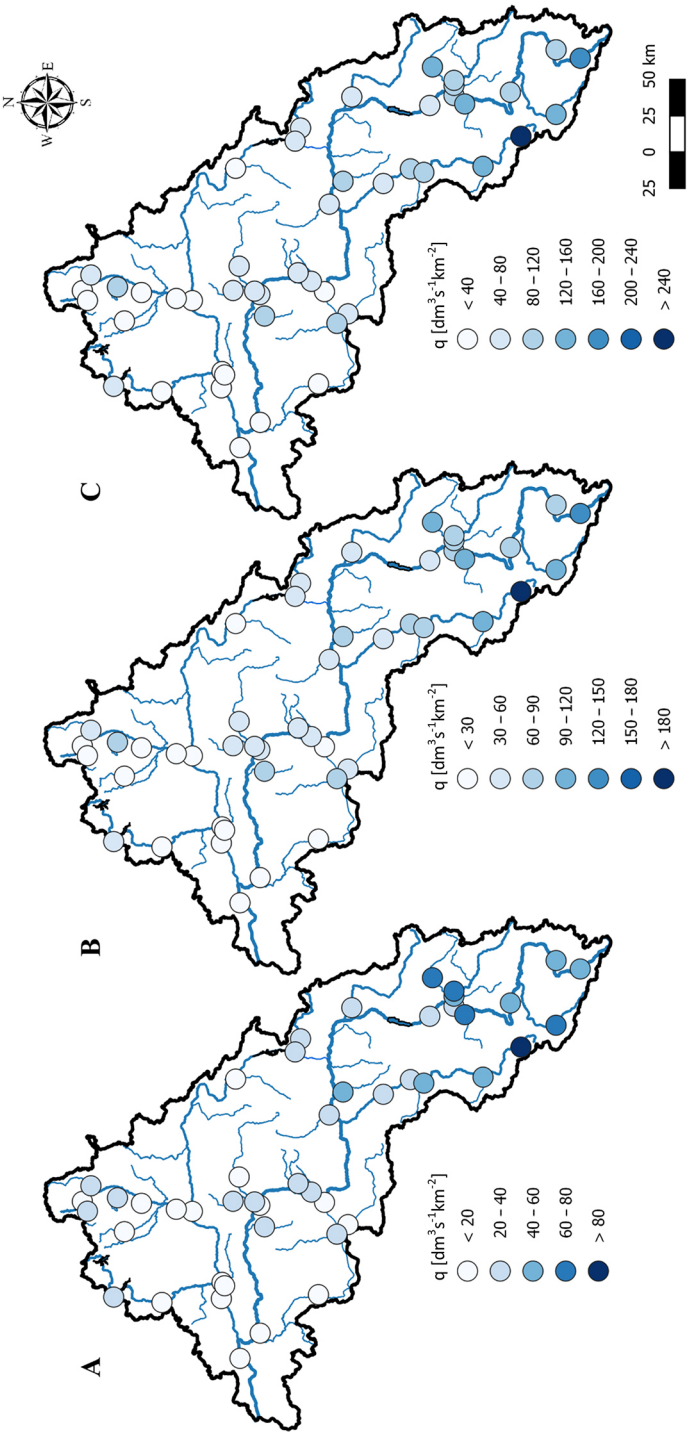
Wartości maksymalnych dobowych odpływów rocznych o prawdopodobieństwie przewyższenia 1% (czyli średnio raz na 100 lat) wahają się od 14,2 do 210,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. W tym wariancie wartości prawdopodobne odpływu maksymalnego mają podobny rozkład przestrzenny co wartości dla prawdopodobieństwa 10% – najwyższe w południowej części obszaru (ryc. 2B)

Najwyższy prawdopodobny odpływ maksymalny roczny o prawdopodobieństwie przewyższenia 1% odnotowano i tym razem w zlewni górnej Prosny (210,5 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), w innych zlewniach odpływy są znacznie niższe – Warta po profil w Poraju 122,4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, górna Liswarta 110,6 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Najniższe wartości „wody stuletniej" (od 14,2 do 18,8 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) cechują zlewnie cząstkowe Noteci i rzek prawej części jej dorzecza – Drawy, Gwdy i Piławy.

Odpływy prawdopodobne o prawdopodobieństwie wystąpienia raz na 500 lat (p = 0,2%)

Wartości maksymalnych dobowych odpływów rocznych o prawdopodobieństwie przewyższenia 0,2% (czyli średnio raz na 500 lat) wahają się od 16,8 do 265,9 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Rozkład przestrzenny (ryc. 2C) wartości jest podobny jak w dwóch powyżej opisanych wariantach prawdopodobieństwa.

Najwyższa wartość „wody pięćsetletniej" została obliczona dla zlewni górnej Prosny, kolejna jest dopiero zlewnia Warty po Poraj (181,2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Wartości od około 131 do 136 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ występują w zlewniach Oleśnicy, górnej Liswarty i Niesobu. Najniższe wartości prawdopodobnego odpływu maksymalnego (poniżej 20 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) w tym wariancie cechują zlewnię Noteci – zlewnie po Krzyż i po Nowe Drezdenko, a także zlewnie Gwdy, Drawy i Piławy. Wartość odpływu przy wystąpieniu „wody pięćsetletniej" w całej zlewni Warty wynosi 24,9 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.



Ryc. 2. Odpływy jednostkowe prawdopodobne o prawdopodobieństwie wystąpienia 10% (A), 1% (B) i 0,2% (C)

Podsumowanie

Z analiz wynika, że wartości odpływów maksymalnych prawdopodobnych we wszystkich analizowanych scenariuszach (p = 10%, 1%, 0,2%) na badanym obszarze wykazują podobny rozkład przestrzenny. Najwyższe wartości odpływów maksymalnych prawdopodobnych występują na południu – w zlewniach górnych odcinków Prosny, Liswarty i Warty. Najniższe odpływy są natomiast charakterystyczne dla zlewni rzek należących do systemu odwodnieniowego Noteci – jedynie w górnych odcinkach jej prawych dopływów wykazują większe wartości.

Opisane zależności i zmienność wartości odpływów maksymalnych odzwierciedlają w przybliżeniu charakterystykę zmienności przepływów maksymalnych (Cv) oraz decydującego o tej zmienności udziału odpływu podziemnego w całkowitym (por. Wrzesiński, Perz 2016).

Jak wykazano we wstępie, analiza maksymalnych prawdopodobnych wartości przepływów i odpływów ma duże znaczenie dla zarządzania ryzykiem powodziowym. Jednakże wskazuje się, że analiza zagrożenia poprzez modelowanie hydrauliczne, bazujące m.in. na obliczonych prawdopodobnych wartościach przepływów maksymalnych oraz hipotetycznych falach wezbraniowych, jest niewystarczająca – np. Ozga-Zieliński i in. (2018) podkreślają konieczność zastosowania w analizie zagrożenia i ryzyka powodziowego także innych danych, np. opartych na teorii wiarygodności.

Literatura

Akaike H. 1974, A new look at the statistical model identification, IEEE Trans Automat Control AC-19(6): 716–722.

Candela A., Aronica G.T., 2016, Probabilistic Flood Hazard Mapping Using Bivariate Analysis Based on Copulas, American Society of Civil Engineers.

Dyrektywa, 2007/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z dn. 23 października, 2007 r. w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim.

Gutry-Korycka M., Woronko D., Suchożebrski J., 2009, Uwarunkowanie regionalne maksymalnych prawdopodobnych przepływów rzek polskich, Prace i Studia Geograficzne, T. 43: 25–48.

Jokiel P., Tomalski P., 2004, Odpływy maksymalne w rzekach Polski, Czasopismo Geograficzne, V. 75, 1–2: 83–97.

Kouchak A.A., Nasrollahi N., 2010, Semi-parametric and Parametric Inference of Extreme Value Models for Rainfall Data, Water Resources Management, 24: 1229–1249.

Koutsoyiannis D., 2008, Probability and statistics for geophysical processes, National Technical University of Athens, Ateny.

Ozga-Zielinski B., Adamowski J., Ciupak M., 2018, Applying the Theory of Reliability to the Assessment of Hazard, Risk and Safety in a Hydrologic System: A Case Study in the Upper Sola River Catchment, Poland, Water, 10: 723.

Perz A., Plewa K., 2019, Synchroniczność występowania średnich rocznych stanów wody jezior przybrzeżnych i Morza Bałtyckiego, Badania Fizjograficzne, R. X, A, Geografia Fizyczna, A70: 65–82.

Plewa K., Perz A. Sobkowiak L., Wrzesiński D., 2019, Probabilistic Assessment of Correlations of Water Levels in Polish Coastal Lakes with Sea Water Level with the Application of Archimedean Copulas, Water, 11.
Projekt ISOK – Raport z zakończenia realizacji zadania 1.3.2 – Przygotowanie danych hydrologicznych w zakresie niezbędnym do modelowania hydraulicznego, IMGW-PIB na zlecenie KZGW, 2013.
Sklar M., 1959, Fonctions de répartition à n dimensions et leurs marges, Publ. L'inst. Stat. L'université De Paris, 8: 229–231.
Ustawa z dnia, 20 lipca, 2017 r. Prawo wodne (t.j. Dz.U. 2020, poz. 310).
Zhang J., Ding Z., You J., 2014, The joint probability distribution of runoff and sediment and its change 534 characteristics with multi-time scales, Journal of Hydrology and Hydromechanics.
Zhao L., Xia J., Sobkowiak L., Wang Z., Guo F., 2012, Spatial Pattern Characterization and Multivariate Hydrological Frequency Analysis of Extreme Precipitation in the Pearl River Basin, China, Water Resources Management, 26: 3619–3637.
Zhou N.Q., Zhao L., Shen X.P., 2014, Copula-based Probability Evaluation of Rich-Poor Runoff and Sediment Encounter in Dongting Lake Basin, Scientia Geographica Sinica, 34, 2.

Renata Graf, Justyna Kałużna

Zarządzanie wodą opadową w mieście w aspekcie minimalizacji ryzyka podtopień i powodzi typu „flash flood" (na przykładzie Kalisza)

Zarys treści: Hydrologiczne skutki urbanizacji przejawiają się w gwałtownym spływie powierzchniowym, generującym się po intensywnych opadach deszczu, i jego akumulacją w zagłębieniach terenu, co przy mniej wydajnym systemie drenażu wywołuje liczne zalania i podtopienia. Celem pracy było określenie kierunków zarządzania wodą opadową na terenie miasta Kalisza w aspekcie minimalizacji ryzyka podtopień i powodzi typu „flash flood" poprzez integrację informacji meteorologicznej, danych tematycznych o terenie, zdarzeniach ekstremalnych oraz proponowanych sposobów wdrożenia błękitno-zielonej infrastruktury. Rozpoznano podatność obszaru na występowanie zagrożeń związanych z opadami nawalnymi oraz warunki ich retencjonowania w zakresie adaptacji miasta do zmian klimatu. Analizę uwarunkowań formowania się odpływu wód opadowych w mieście oraz identyfikację związanych z tym zagrożeń przeprowadzono, wykorzystując zestawienia interwencji straży pożarnej w Kaliszu w latach 2010–2018. W omawianym okresie zarejestrowano w mieście 267 interwencji związanych z zalaniem posesji, piwnic i dróg po wystąpieniu opadów atmosferycznych. Liczba zgłoszeń w poszczególnych latach odzwierciedlała rozkład rocznych sum opadów oraz liczbę dni z intensywnym opadem deszczu. Najwięcej zgłoszeń zarejestrowano w latach 2016 i 2014, w których najczęściej pojawiały się opady intensywne o natężeniu ≥10 $mm \cdot 24h^{-1}$, co przyczyniło się do wzrostu ryzyka wystąpienia lokalnych podtopień. Za najbardziej optymalne w zakresie zwiększenia retencji krajobrazowej w wyróżnionych w mieście strefach problemowych, tzw. miejscach przyszłych interwencji adaptacyjnych, uznano wdrożenie błękitno-zielonej infrastruktury w formie zielonych dachów i ścian, niecek chłonnych i powierzchni przepuszczalnych, a także utrzymanie sprawności sieci kanalizacji deszczowej. Działania te wpisują się w koncepcję adaptacyjnego zarządzania zasobami wodnymi w mieście, która zakładając odwzorowanie naturalnych funkcji środowiska w odniesieniu do retencjonowania wody deszczowej, pozwala w efekcie zmniejszyć negatywny wpływ urbanizacji na obieg wody.

Słowa kluczowe: powódź miejska, urbanizacja, błękitno-zielona infrastruktura, adaptacja, zmiany klimatu

RG, JK – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, ul. Bogumiła Krygowskiego 10, 61-680 Poznań
e:mail: rengraf@amu.edu.pl

Wprowadzenie

Rejestrowane obecnie zmiany klimatu powodują coraz częstsze występowanie ekstremalnych zjawisk pogodowych, takich jak ulewne opady deszczu, których następstwem są najczęściej powodzie, lub okresów niedoboru opadów, czego konsekwencją mogą być różnego rodzaju susze, m.in.: atmosferyczna, hydrologiczna, glebowa czy hydrogeologiczna, a nawet rolnicza. Około 38% terytorium Polski dotknięte jest suszą i nadmiernym wykorzystaniem zasobów wodnych (Koncepcja… 2011). Połączenie tych zmian ze wzrostem urbanizacji wiąże się m.in. z problemem zatrzymania wody opadowej w mieście, jej odpowiedniego zagospodarowania i wykorzystania w okresach niedoboru zasobów, podobnie jak z koniecznością gromadzenia, oczyszczania oraz ponownego wykorzystania ścieków miejskich. Dynamiczne zmiany zachodzące pod wpływem antropopresji w środowisku przyrodniczym obszarów metropolitalnych wywołują silne przekształcenia w ich strukturze i funkcji przestrzennej. Dotyczą one m.in. zmniejszenia powierzchni biologicznie czynnej oraz tzw. „rozlewania" się zabudowy (Bruegmann 2005, Śleszyński 2014), również w sąsiedztwie terenów cennych przyrodniczo. Zabudowa mieszkaniowa jest jednym z istotnych elementów oddziaływania na środowisko przyrodnicze (Ślesak, Absalon 2012), który często wpływa na utratę dotychczasowych funkcji przyrodniczych pełnionych przez dany teren.

Formujący się w miastach spływ powierzchniowy jako efekt intensywnych opadów deszczu odprowadzany jest najczęściej systemami kanalizacji burzowej do wód powierzchniowych lub zbiorników retencyjnych (detencyjnych), które są elementem miast o zrównoważonej gospodarce wodami opadowymi (Russo i in. 2005, Słyś, Stec 2008, Barszcz 2009). W przypadku miasta przyjmuje się, że około 90–100% opadów odprowadzanych jest bezpośrednio do odbiorników, natomiast dla terenów zabudowy jednorodzinnej prawie połowa opadów jest odprowadzana bezpośrednio do odbiornika, a pozostała część kształtuje odpływ gruntowy (Cheng, Wang 2002, Nowicka 2002, Gutry-Korycka 2007, Ciupa 2009, Haase 2009, Michalczyk 2012). Miejska kanalizacja deszczowa, przyspieszając spływ wód opadowych do rzek, powoduje często wzrost zagrożenia powodziowego, natomiast na terenach o małej zdolności infiltracyjnej jej działanie może ograniczyć ryzyko wystąpienia lokalnych podtopień.

W polskich miastach często brakuje zbiorników retencyjnych zatrzymujących i gromadzących wody opadowe, stąd problem ten rozpatrywany jest w kategoriach zwiększania udziału w strukturze miasta stref biologicznie czynnych (Łomotowski 2008, Januchta-Szostak 2011). Tereny te, poprzez intensyfikację procesów retencji i infiltracji wód opadowych, a spowolnienie odpływu wód, przyczyniają się do stabilizacji warunków obiegu wody w zlewniach o wysokim udziale zabudowy. Na obszarach miejskich, spośród koncepcji zagospodarowania wód opadowych wdrażane są m.in.: planowanie miasta ukierunkowane na wodę *(Water Sensitive Urban Design),* system zrównoważonego zagospodarowania wód opadowych (*Sustainable Urban Drainage Systems*) czy zabudowa o niskim oddziaływaniu na środowisko (*Low Impact Development*) (EPA 2007). W zależności od charakteru przestrzeni miejskiej promuje się działania przyczyniające się

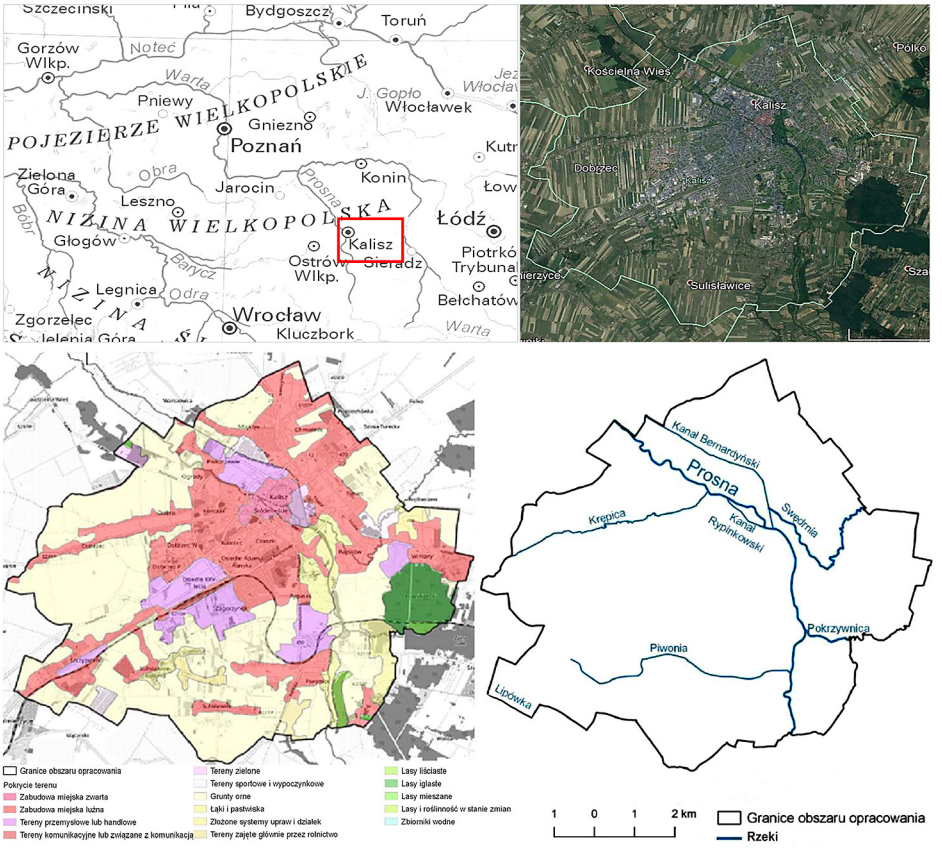
do zwiększenia powierzchni zielonych w obrębie nieruchomości, takie np. jak budowa zielonych dachów, zakładanie lokalnych oczek wodnych czy parkingów zapewniających infiltrację wód opadowych do gruntu, które umożliwią zagospodarowanie wód opadowych i ograniczą konieczność ich odprowadzania kanalizacją deszczową (Kozłowska 2008, Wagner, Krauze 2014, Burszta-Adamiak 2015). Zrównoważone wykorzystanie zasobów wodnych w metropoliach umożliwiają kompleksowe systemy zarządzania wodami powierzchniowymi, które pozwalają w sposób prośrodowiskowy i ekonomiczny na ponowne wykorzystanie wody, a tym samym na zarządzanie bezpieczeństwem wodnym zarówno dla społeczeństwa, jak i środowiska.

Celem pracy było określenie kierunków zarządzania wodą opadową na terenie miasta Kalisza w aspekcie minimalizacji ryzyka podtopień i powodzi typu „flash flood" [FF]. Proponowany model integruje informację meteorologiczną, dane o terenie oraz cyfrową ewidencję interwencji straży pożarnej z miejsc podtopień i powodzi miejskich po wystąpieniu opadów nawalnych. Określono podatność obszaru na występowanie zagrożeń, wskazując strefy problemowe w mieście, czyli tzw. miejsca przyszłych interwencji adaptacyjnych, dla których zaproponowano rozwiązania w zakresie zwiększenia retencji krajobrazowej z wykorzystaniem błękitno-zielonej infrastruktury, co pozwoli na zatrzymanie wód opadowych i spowolnienie odpływu, a w efekcie na zmniejszenie negatywnego oddziaływania urbanizacji na obieg wody.

Obszar badań

Według regionalizacji fizycznogeograficznej Polski miasto Kalisz znajduje się w granicach mezoregionu Wysoczyzny Kaliskiej (Solon i in. 2018), w której krajobrazie przeważają rozległe równiny oraz wyraźnie zaznacza się, przebiegająca południkowo, dolina rzeki Prosny (ryc. 1). W rzeźbie terenu miasta występują znaczne równice wysokości (do 35 m) pomiędzy jego centrum, znajdującym się w zasięgu doliny Prosny, a wyżej położonymi peryferiami. Rzeka Prosna przepływa przez miasto trzema korytami i łącznie ze swoimi dopływami w tym rejonie: Trojanówką, Swędrnią, Piwonią i Krępicą, tworzy tzw. Kaliski Węzeł Wodny (KWW), w skład którego wchodzą również miejskie kanały ulgi (Studium… 2019).

W strukturze użytkowania powierzchni miasta Kalisza dominują tereny użytkowane rolniczo (ryc. 1), które łącznie zajmują 52,13% (2018) – tab. 1. Udział terenów zabudowanych wynosi około 32,5%, a terenów antropogenicznych łącznie 43,91% (w tym tereny przemysłowe i komunikacyjne), natomiast lasy zajmują około 3,96%. Według typologii miast, uwzględniającej zieloną infrastrukturę (EEA 2017), Kalisz charakteryzuje się wysokim stopniem uszczelnienia terenu oraz średnim udziałem zielonych obszarów miejskich wraz z niskim udziałem lasów miejskich, co klasyfikuje go do tzw. miast zielonych – uszczelnionych (*green sealed city)*. Zmiany w pokryciu terenu miasta obserwowane od 2006 do 2018 r.



Ryc. 1. Lokalizacja, użytkowanie terenu i układ sieci rzecznej Kalisza

Tabela 1. Zmiany pokrycia terenu miasta Kalisza w latach 2006 i 2008

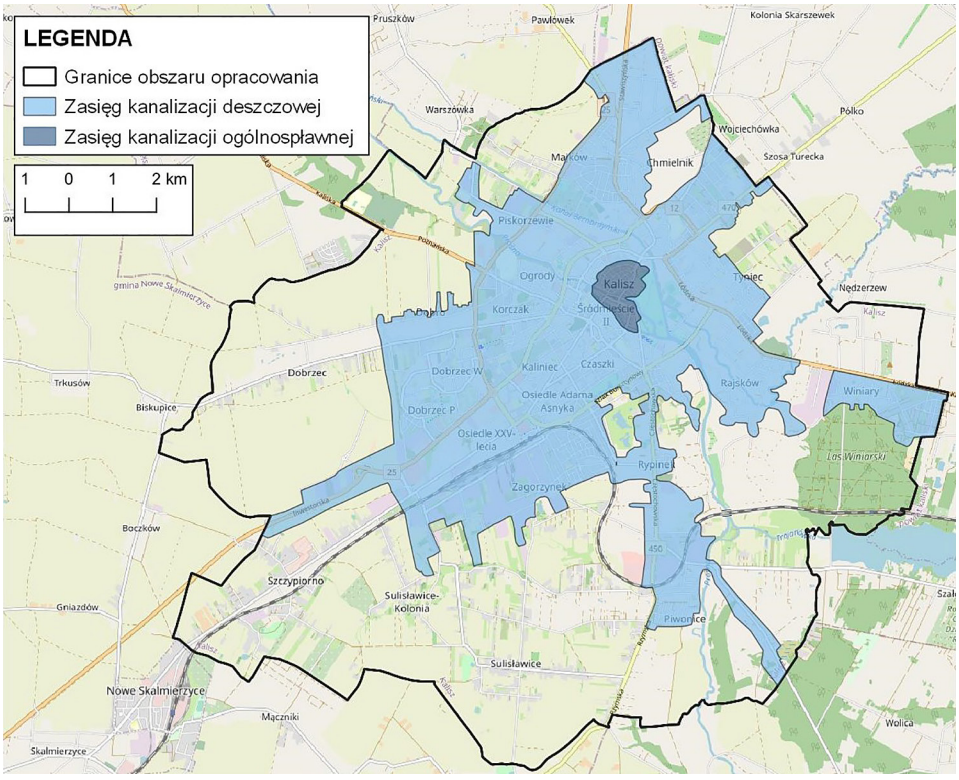
Klasy pokrycia terenu	Powierzchnia [%]		Zmiana
	2006	2018	
Zabudowa zwarta	1.5	1.5	0
Zabudowa luźna	25.81	31.02	5.21
Tereny przemysłowe	9.1	8.39	-0.7
Tereny komunikacyjne	0.45	0.45	0
Tereny zielone	1.03	1.03	0
Tereny sportowe	0.97	1.52	0.55
Grunty orne	48.49	45.37	-3.11
Łąki i pastwiska	3.75	5.09	1.35
Działki	4.35	1.13	-3.22
Tereny rolnicze	0.63	0.53	-0.11
Lasy liściaste	0.5	0	-0.5
Lasy iglaste	3.09	3.12	0.03
Lasy mieszane	0.34	0.34	0
Lasy w stanie zmian	0	0.51	0.5
Zbiorniki wodne	0.007	0	0

Uwaga: Klasy pokrycia terenu według CORINE Land Cover CLC2006 i CLC2018 (CORINE 2006,2018) (GIOŚ https://clc.gios.gov.pl/)

dotyczą głównie obszarów rolniczych, których powierzchnia zmniejszyła się o ponad 3%, oraz terenów antropogenicznych, które wykazały przyrost powierzchni o ponad 5% (tab. 1).

System kanalizacji Kalisza składa się z 68 niezależnych układów o względnie małych zlewniach. Na terenie miasta występują dwa rodzaje kanalizacji – ogólnospławna oraz deszczowa o łącznej długości sieci około 117,1 km (ryc. 2). W śródmiejskiej części miasta zastosowany jest ogólnospławny system odprowadzania ścieków i wód deszczowych, składający się z około 7,1 km sieci, których właścicielem i zarządcą jest Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji Sp. z o.o. w Kaliszu. Wody opadowe i roztopowe z pozostałej, skanalizowanej części miasta odprowadzane są kanalizacją deszczową o długości 111 km, należącą do rozdzielczego systemu odprowadzania ścieków, do którego włączona jest również sieć kanalizacji sanitarnej odprowadzająca ścieki bytowo-gospodarcze i przemysłowe do oczyszczalni ścieków. Do miejskiej sieci kanalizacji przyłączone są prywatne przyłącza kanalizacyjne. Układy sieci i urządzeń obu kanalizacji funkcjonują jako spójny system (ryc. 2).

Kalisz znajduje się w regionie o dużych deficytach wodnych i najniższych rocznych sumach opadów atmosferycznych w Polsce (opad poniżej 550 mm), których



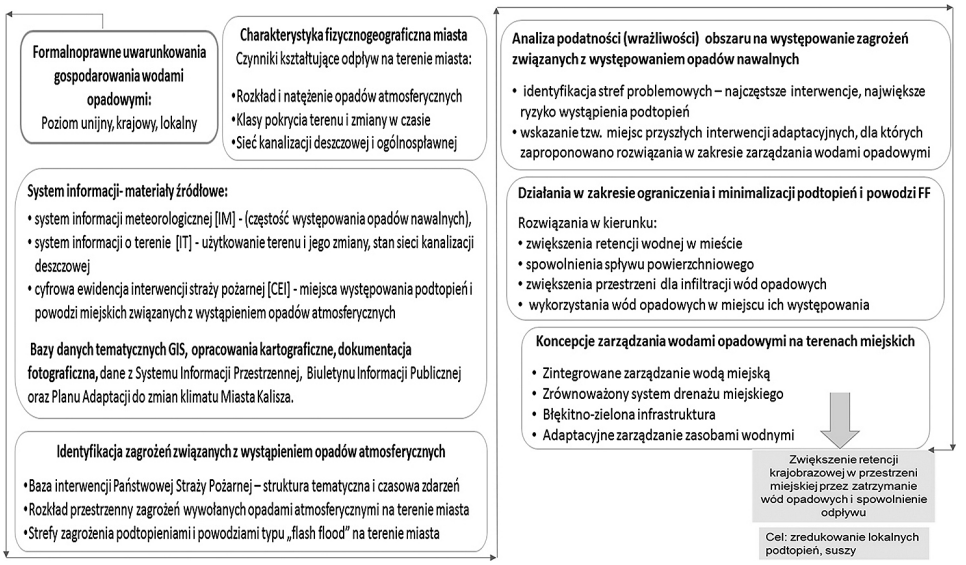
Ryc. 2. Sieć kanalizacji miejskiej na terenie Kalisza
Źródło: na podstawie Cichocki i in. (2016), Kałużna (2019), zmodyfikowane.

rozkład w poszczególnych latach i sezonach jest zróżnicowany (Woś 2010). Z punktu widzenia oceny wpływu zmian klimatu Kalisz jest najbardziej wrażliwy na fale upałów, powodzie i susze oraz koncentrację zanieczyszczeń powietrza (Cichocki i in. 2016). Miasto zaliczono do najbardziej zagrożonych powodzią i jej skutkami (głównie zalanie) w regionie wodnym Warty (PZRP 2016, Studium… 2019). W Kaliszu występują powodzie rzeczne oraz gwałtowne podtopienia wskutek niesprawnie działających miejskich systemów drenażowych (kanalizacyjnych) i zahamowania odpływu wód gruntowych (Plan adaptacji… 2018). Ocenia się, że około 1% mieszkańców miasta jest narażonych na wystąpienie powodzi w zlewni Prosny o prawdopodobieństwie Q 1% (tzw. woda 100-letnia), a około 4% mieszańców na skutki powodzi o prawdopodobieństwie Q 0,2% (tzw. woda 500-letnia). W ostatnich latach obserwuje się w Kaliszu wzrost zagrożeń wywołanych krótkotrwałymi deszczami ulewnymi, które powodują lokalne powodzie typu „urban flash flood" (gwałtowne powodzie miejskie). W ich trakcie obserwuje się podtopienia oraz zalania terenów i pomieszczeń niżej położonych, zatrzymanie odpływu wody na ulicach i powierzchniach uszczelnionych, szybki spływ powierzchniowy na terenach o zróżnicowanej rzeźbie, co powoduje utrudnienia w ruchu pieszym i drogowym.

Materiał źródłowy i metody

W celu realizacji tematu opracowano model zintegrowanego zarządzania wodami opadowymi w mieście, który w pierwszym etapie zakłada integrację baz danych o opadach nawalnych, informacji o terenie oraz danych z interwencji straży pożarnej podczas wystąpienia opadów nawalnych, dotyczących rodzaju (np. podtopienie, zalanie budynków, piwnic, dróg, placów itp.), terminu i miejsca zgłoszenia zdarzenia (ryc. 3). Na podstawie dokładnej analizy ich lokalizacji, rozkładu przestrzennego i zmienności w czasie dokonano oceny stopnia podatności (wrażliwości) miasta na powodzie „flash flood". Typowanie stref problemowych, w których przewiduje się przyszłe działania adaptacyjne w mieście, czyli rozwiązania w zakresie zarządzania wodami opadowymi, opierało się na wskazaniu miejsc newralgicznych, o wysokim ryzyku wystąpienia podtopień. Wybór działań i metod w celu ograniczenia i minimalizacji podtopień był uzależniony od przyczyny ich wystąpienia, np. uszczelnienia terenu, nieprawidłowego odwodnienia zlewni czy niesprawności systemu kanalizacji. W większości analizowanych przypadków prowadził jednak do wskazania działań zintegrowanych służących do zwiększenia retencji krajobrazowej, spowolnienia spływu czy zwiększenia powierzchni dla infiltracji wód opadowych, których realizację gwarantuje np. błękitno-zielona infrastruktura i zrównoważony systemu drenażu miejskiego (ryc. 3).

Materiałem źródłowym były bazy danych tematycznych GIS, opracowania kartograficzne, wyniki kartowania terenowego z wiosny 2019 r. (w tym dokumentacja fotograficzna) oraz informacje i dane pochodzące z Systemu Informacji Przestrzennej, „Biuletynu Informacji Publicznej" oraz „Planu adaptacji do zmian klimatu miasta Kalisza do 2030 roku" (2018).



Ryc. 3. Schemat modelu zintegrowanego zarządzania wodami opadowymi w mieście
Źródło: opracowanie własne, na podstawie Plan adaptacji… (2018).

Do opracowania charakterystyki opadów na obszarze Kalisza, ze wskazaniem opadów nawalnych – intensywnych o natężeniu ≥10 mm·24h^{-1} oraz natężeniu ≥30 mm·24h^{-1}, klasyfikowanych jako opady zagrażające podtopieniami (Buchert i in. 2013, Plan adaptacji… 2018), wykorzystano dane IMGW-PIB z posterunku opadowego Kalisz w okresie 2010–2018. Materiał kartograficzny użyty do charakterystyki obszaru badań stanowiły udostępnione na portalu mapowym bazy danych i mapy Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii oraz bazy danych z Miejskiego Systemu Informacji Przestrzennej Kalisza i Państwowego Gospodarstwa Wodnego Wody Polskie. Zmiany w użytkowaniu terenu na obszarze miasta opracowano na podstawie bazy danych CORINE Land Cover (CORINE 2006, 2018), której administratorem krajowym jest Główny Inspektorat Ochrony Środowiska. Stan sieci kanalizacji deszczowej określono na podstawie danych zawartych w „Biuletynie Informacji Publicznej Przedsiębiorstwa Wodociągów i Kanalizacji w Kaliszu". W celu identyfikacji miejsc podtopień i powodzi miejskich związanych z wystąpieniem opadów atmosferycznych wykorzystano dane pochodzące z cyfrowej ewidencji interwencji jednostek straży pożarnej Komendy Głównej Państwowej Straży Pożarnej w Kaliszu w okresie 2010–2018. Dane te dotyczyły wskazań miejsc newralgicznych ze względu na problem odprowadzania wód opadowych.

W analizie rozkładu badanych cech wykorzystano podstawowe statystyki opisowe. Zinterpretowano rozkład opadów intensywnych i zagrażających, które zarejestrowano w Kaliszu w latach 2010–2018, oraz liczbę i charakter interwencji straży pożarnej związanych z wystąpieniem tego typu opadów, określając ich częstość w poszczególnych latach i miesiącach oraz wartość modalną i przeciętną.

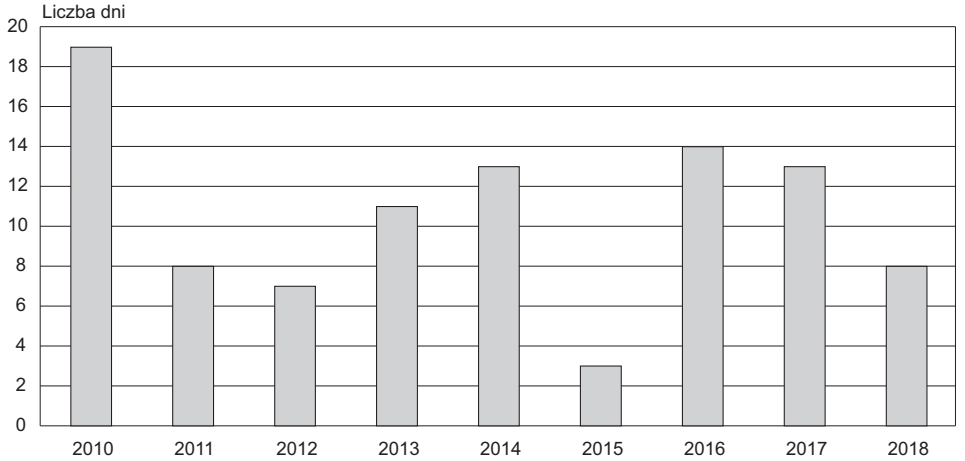
Z wykorzystaniem technik GIS oraz OpenStreetMap opracowano rozkłady przestrzenne zagrożeń wywołanych opadami nawalnymi z uwzględnieniem podziału na poszczególne lata i kategorie zdarzeń oraz w odniesieniu do typu pokrycia terenu i układu kanalizacji. Materiał wyjściowy stanowił podstawę do analizy rozkładu przestrzennego zdarzeń związanych z opadami atmosferycznymi w Kaliszu w latach 2010–2019 z wyróżnieniem stref problemowych.

Wyniki i dyskusja

Do czynników warunkujących wystąpienie powodzi FF i lokalnych podtopień w Kaliszu zaliczono opady atmosferyczne o charakterze intensywnym (≥10 mm·24h^{-1}) i zagrażające podtopieniami (≥30 mm·24h^{-1}), wysoki wskaźnik zabudowy i uszczelnienia terenu miasta oraz mało wydajną sieć kanalizacyjną.

W okresie 2010–2018 wystąpiło w Kaliszu 98 dni z intensywnym opadem deszczu, przy czym najwięcej dni (19) zarejestrowano w 2010 r., natomiast najmniej w 2015 (3 dni) – ryc. 4. W 2010 r. roczna suma opadów wyniosła 639,5 mm i była wyższa od średniej rocznej (2010–2018) dla Kalisza o 32%, natomiast suma opadów w 2015 r. stanowiła tylko 54% wartości średniej rocznej. Przeciętnie w ciągu roku na terenie miasta notowano około 11 dni z opadem ≥10 mm·24h^{-1}. Intensywne opady atmosferyczne występowały najczęściej w półroczu letnim, od maja do września, w pozostałych miesiącach były sporadyczne (ryc. 5).

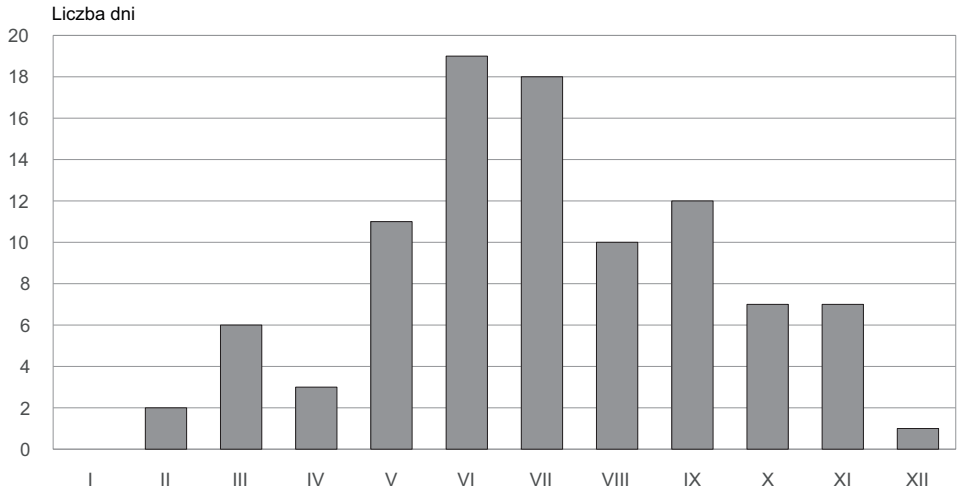
W latach 2010–2018 na terenie miasta Kalisza odnotowano 8 dni z tzw. opadem zagrażającym podtopieniami (≥30 mm·24h^{-1}) – ryc. 6. Zdarzenia te zarejestrowane zostały w miesiącach letnich, najczęściej w maju, czerwcu i lipcu. Najwyższą, dobową sumę opadów (60,7 mm) w analizowanym okresie zanotowano 31 lipca 2016 r. Opad o natężeniu ≥50 mm·24h^{-1} jest klasyfikowany jako groźny



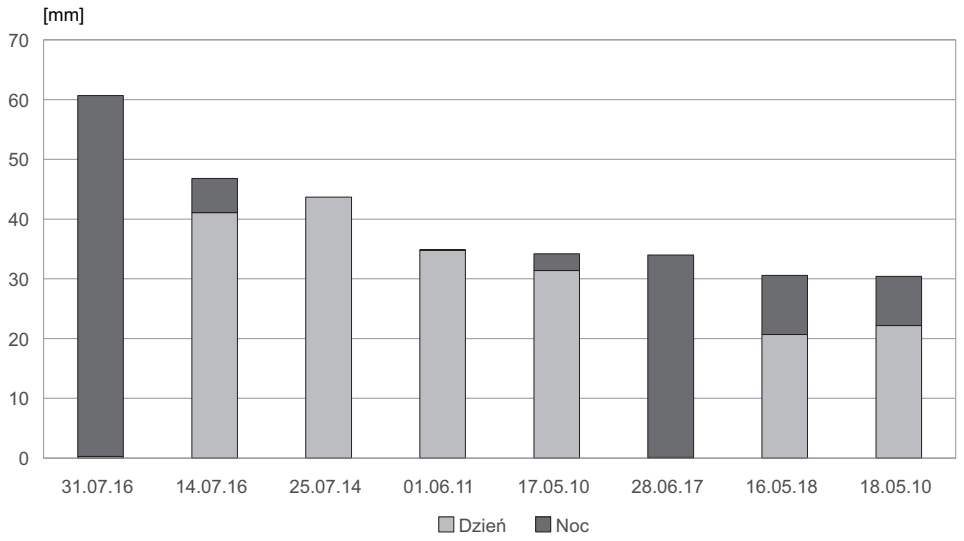
Ryc. 4. Liczba dni z opadem ≥10 mm·24h^{-1} w poszczególnych latach (2010–2018)

powodziowo (Projekt Klimat 2013), przy którym występuje gwałtowny spływ, powierzchniowe zalania terenów niżej położonych, zniszczenia urządzeń infrastruktury miejskiej oraz zastoiska wody na polach uprawnych.

W okresie 2010–2018 zarejestrowano w mieście 267 interwencji związanych z wystąpieniem opadów atmosferycznych, co odpowiada około 30 zgłoszeniom w ciągu roku. Interwencje dotyczyły lokalnych podtopień oraz zalania terenów i pomieszczeń niżej położonych, będących efektem szybkiego spływu powierzchniowego zachodzącego w terenie o zróżnicowanej rzeźbie i jego



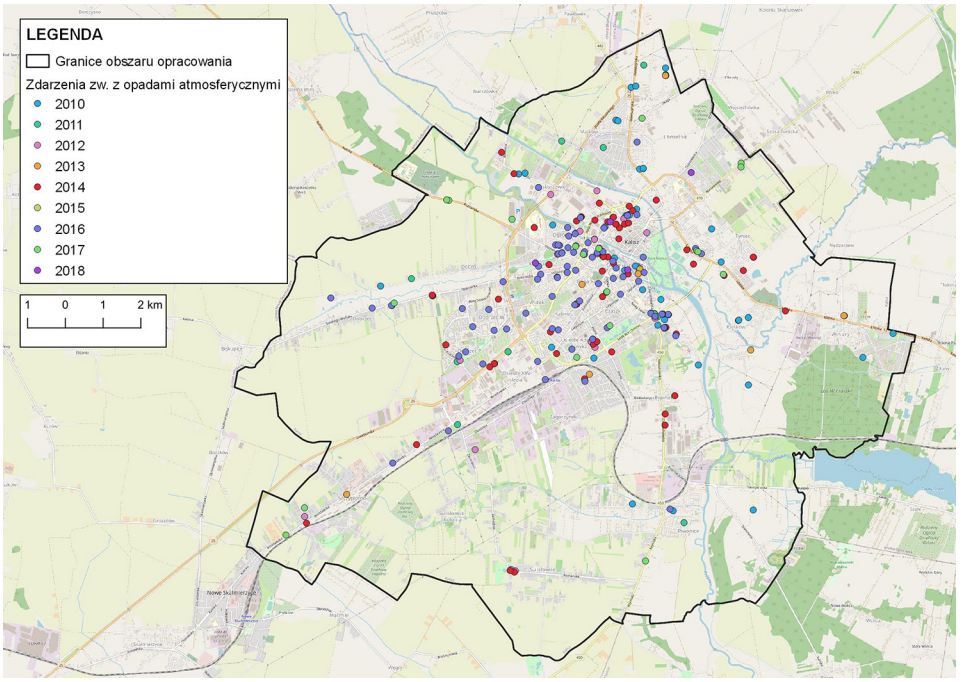
Ryc. 5. Liczba dni w miesiącu z opadem ≥10 mm·24h^{-1} w Kaliszu w okresie 2010–2018



Ryc. 6. Najwyższe dobowe sumy opadów deszczu w Kaliszu w latach 2010–2018 (opad ≥30 mm·24h^{-1})

akumulacji w miejscach zagłębień bezodpływowych oraz na ulicach i powierzchniach uszczelnionych o słabym odpływie wód. Liczba zgłoszeń w poszczególnych latach odzwierciedlała rozkład rocznych sum opadów oraz liczbę dni z intensywnym opadem deszczu. Najwięcej zgłoszeń (84 interwencje) wykazano w roku 2016, następnie w 2014 (59) oraz w 2010 (53), kiedy zarejestrowano największą liczbą dni z opadem o natężeniu ≥10 mm·24h^{-1}, co przyczyniło się do wzrostu częstości wystąpienia lokalnych powodzi i podtopień lub niewydolności kanalizacji (ryc. 7).

Przeciętnie najwięcej interwencji zanotowano od maja do sierpnia, z maksimum przypadającym na czerwiec (77 interwencji) i lipiec (117). W latach 2010–2018 najczęściej rejestrowanym zdarzeniem w Kaliszu, wywołanym intensywnymi opadami deszczu, było zalanie (podtopienie) budynku, obejmujące kategorie budynków: mieszkalnych, usługowych lub gospodarczych (ponad 56% wszystkich zdarzeń; ryc. 8). Większość miała miejsce w dzielnicach miasta charakteryzujących się wysokim stopniem zabudowy i uszczelnienia powierzchni terenu (ryc. 9). Około 20% wszystkich zgłoszeń dotyczyło zalania piwnicy oraz drogi lub placu. Tylko sześć zdarzeń wystąpiło na gruntach zaliczanych do ogrodów działkowych. W strefach, gdzie dominują tereny biologicznie czynne, nie zarejestrowano w analizowanym okresie zdarzeń stwarzających zagrożenie w związku z wystąpieniem opadów nawalnych.

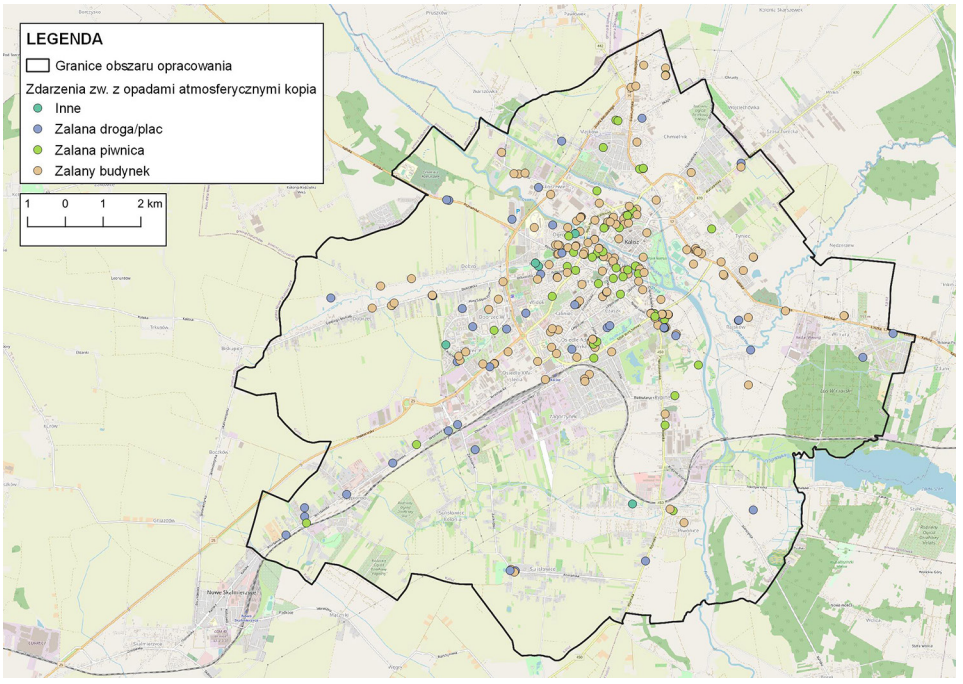


Ryc. 7. Rozkład przestrzenny liczby interwencji związanych z wystąpieniem opadów nawalnych w Kaliszu w okresie 2010–2018
Źródło: na podstawie danych KM PSP w Kaliszu.

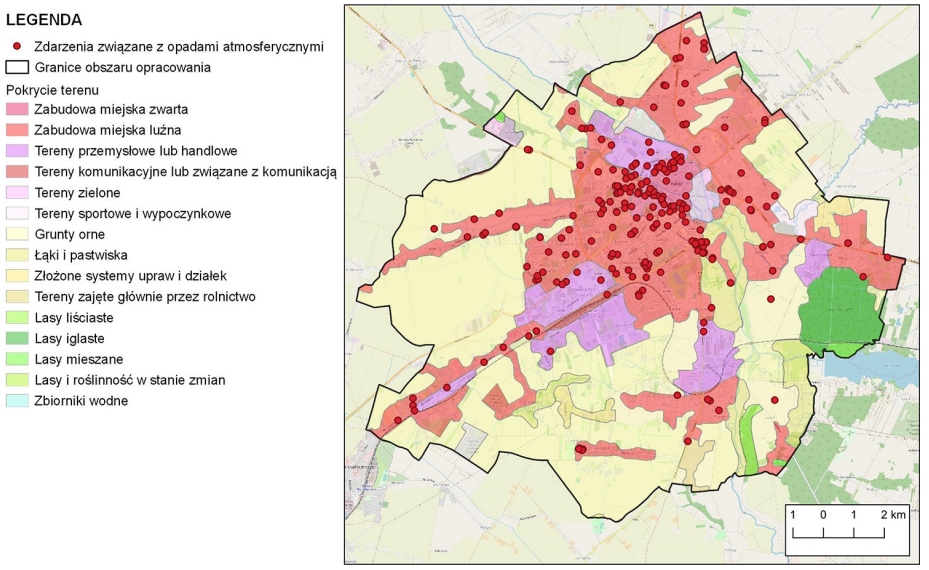
Większość podtopień na terenie Kalisza miała miejsce w strefie miasta objętej systemem kanalizacji rozdzielczej, natomiast w Śródmieściu, gdzie zastosowana jest ogólnospławna sieć kanalizacyjna, podtopienia zdarzały się stosunkowo rzadko (ryc. 10). Podobną sytuację można zaobserwować na terenach bez kanalizacji deszczowej czy ogólnospławnej (tereny rolnicze), na których zgłoszenia dotyczyły najczęściej zalania dróg i placów, rzadziej podtopionych piwnic.

Integracja informacji o epizodzie opadowym (opad intensywny i zagrażający powodziami), warunkach terenowych (pokrycie terenu, wydolność kanalizacji deszczowej) oraz interwencji straży pożarnej, dotyczącej: liczby, kategorii oraz czasu i miejsca rejestracji zdarzenia (2010–2018), była podstawą wytypowania w mieście pięciu stref problemowych (*hot-zone*), newralgicznych z punktu widzenia zagrożenia podtopieniami i powodziami FF (ryc. 11). Każdą z nich wyróżniają inne cechy podatności – wrażliwości na zagrożenie. Strefy te wskazano jako miejsca przyszłych interwencji adaptacyjnych w zakresie zwiększenia retencji wodnej (krajobrazowej) w mieście.

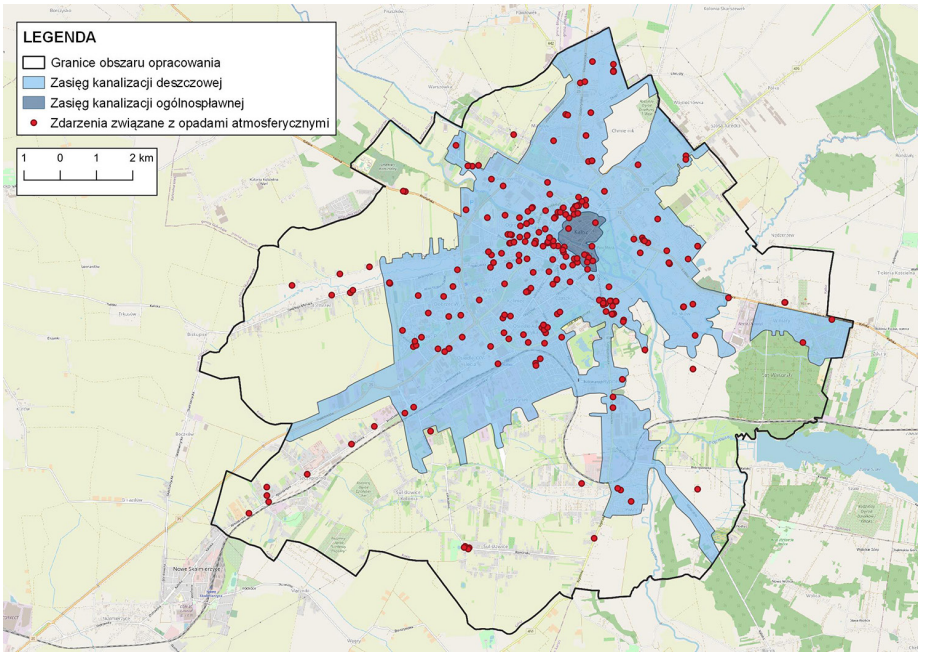
Strefa I znajduje się w północno-wschodniej części miasta, pomiędzy korytem Prosny a korytem Kanału Bernardyńskiego, którego otoczenie tworzą tereny rolnicze (ryc. 11). Obszar zaliczany jest do zabudowy miejskiej luźnej, ze znaczną powierzchnią zajętą przez ogrody działkowe, które nie są objęte miejską kanalizacją deszczową. W tym przypadku zdiagnozowane podtopienia budynków oraz altan



Ryc. 8. Rozkład przestrzenny interwencji związanych z wystąpieniem opadów nawalnych w Kaliszu w okresie 2010–2018 z podziałem na kategorie
Źródło: na podstawie danych KM PSP w Kaliszu.



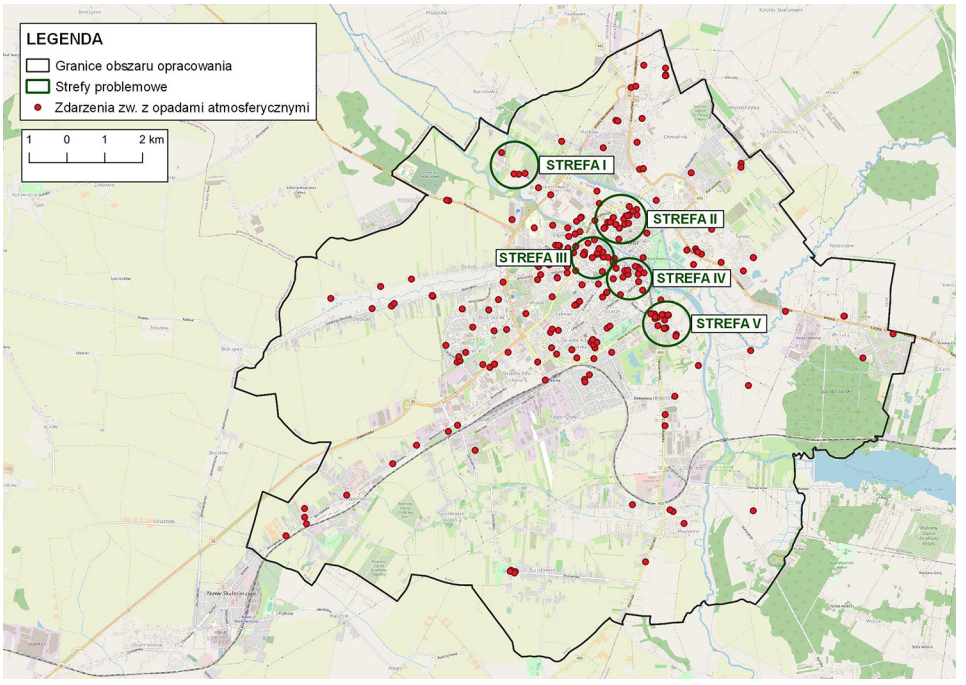
Ryc. 9. Rozkład przestrzenny liczby zdarzeń związanych z wystąpieniem opadów nawalnych w Kaliszu w okresie 2010–2018 na tle pokrycia terenu
Źródło: na podstawie danych KM PSP w Kaliszu.



Ryc. 10. Rozkład przestrzenny liczby zdarzeń związanych z wystąpieniem opadów nawalnych w Kaliszu w okresie 2010–2018 na tle zasięgu kanalizacji deszczowej i ogólnospławnej
Źródło: na podstawie danych KM PSP w Kaliszu.

na ogrodach działkowych związane są z ich lokalizacją w obniżeniu terenu, co sprzyja akumulacji spływu powierzchniowego z miejsc wyżej położonych, które nie są skanalizowane (fot. 1). Zjawisko potęgowane jest przez bliskość odbiorników kanalizacji. Przy wysokich stanach wód w rzekach, w kanałach deszczowych pojawia się cofka, a wody deszczowe przestają być odbierane przez studzienki kanalizacyjne.

Strefa II znajduje się w ścisłym centrum miasta (ryc. 11) i obejmuje, podobnie jak strefa I, obszar między rzeką Prosną a Kanałem Bernardyńskim. Jest on zaliczany do zabudowy miejskiej zwartej, z charakterystycznym podziałem na część zajętą przez bloki mieszkalne z towarzyszącą im zielenią miejską i galerią handlową oraz częścią, w której dominuje starsza zabudowa (kamienice) i budynki usługowe (fot. 1). Wody opadowe z tego terenu odprowadzane są za pomocą kanalizacji deszczowej, będącej częścią rozdzielczego systemu kanalizacji. Przyczyną podtopień na tym obszarze jest brak możliwości wsiąkania i retencjonowania wody ze względu na intensywną zabudowę i silne uszczelnienie gruntów oraz niewydolny system kanalizacji. Zagrożenie dodatkowo intensyfikuje wielkopowierzchniowy budynek galerii handlowej, z którego wody opadowe odprowadzane są do już i tak przeciążonej kanalizacji deszczowej.



Ryc. 11. Strefy problemowe (I–V) o wysokim ryzyku wystąpienia podtopień i powodzi FF wskutek opadów nawalnych w Kaliszu w latach 2010–2018, wytypowane do przyszłych interwencji adaptacyjnych

Źródło: na podstawie danych KM PSP w Kaliszu.

Fot. 1. Zagospodarowanie terenu w Kaliszu w obrębie wydzielonych stref problemowych (fot. Justyna Kałużna). Numeracja stref zgodna z ryc. 11

Kolejne dwie strefy (strefa III i IV) znajdują się w bliskim sąsiedztwie cieków, a obszar objęty ich zasięgiem zaliczany jest do zabudowy miejskiej luźnej z silnym uszczelnieniem gruntów (ryc. 11). Strefy objęte są kanalizacją rozdzielczą, co oznacza, że wody opadowe po podczyszczeniu odprowadzane są wprost do odbiorników oraz w nieco większej odległości od cieków, kanalizacją deszczową, do której przedostają się wody opadowe spływające ulicami po odprowadzeniu ich z dachów budynków za pomocą rynien. Przyczyną podtopień w obu strefach jest ograniczona możliwość wsiąkania i retencjonowania wody ze względu na silne uszczelnienie gruntów i bliskość cieków (fot. 1) oraz niewielki udział powierzchni biologicznie czynnej, którą tworzą: wąskie pasy trawników i żywopłotów oraz pojedyncze drzewa. W tym przypadku rodzaj zastosowanej kanalizacji nie ma istotnego znaczenia.

Strefa V została wydzielona poza centrum Kalisza, w jego południowo-wschodniej części (ryc. 11), w pobliżu lewego brzegu Prosny. Obszar, zaliczany do zabudowy miejskiej luźnej, jest zagospodarowany głównie w formie zabudowy szeregowej wielorodzinnej oraz zabudowy jednorodzinnej, z zachowaną powierzchnią biologicznie czynną, którą tworzą trawniki, ogrody przydomowe, drzewa i nieużytki. Wody opadowe odprowadzane są siecią kanalizacji deszczowej, jednak często, ze względu na niedrożność studzienek kanalizacyjnych (fot. 1), dochodzi na tym obszarze do zatrzymania ich odpływu. Jest to bezpośrednia przyczyna podtopień, które zdarzają się w tym rejonie miasta stosunkowo często i powtarzają się każdego roku (ryc. 7).

Uwzględniając charakter poszczególnych stref problemowych (I–V) oraz uwarunkowania i cechy zagrożeń identyfikowanych w ich zasięgu, związanych z występowaniem opadów nawalnych, wskazano rozwiązania w zakresie zwiększenia retencji krajobrazowej z wykorzystaniem błękitno-zielonej infrastruktury (tab. 2). Wyróżnione obszary potraktowano jako testowe dla przyszłych interwencji adaptacyjnych miasta Kalisza do zmian klimatu. Określono możliwość zastosowania: zielonych dachów i ścian, ogrodów deszczowych (w pojemniku), niecek chłonnych i powierzchni przepuszczalnych, których zadaniem będzie przechwytywanie wód opadowych i ich retencja oraz umożliwienie wykorzystania zasobu w miejscu jego powstania. Opóźnianie spływu powierzchniowego przyczyni się do zwiększenia możliwości jego wykorzystania i minimalizowania miejsc jego akumulacji, które obecnie, po opadach nawalnych, są miejscami wystąpienia podtopień budynków i zalania dróg. Zwiększenie powierzchni przepuszczalnych (ażurowe parkingi) zapewni odnawialność zasobów płytkich wód podziemnych w mieście.

Zaprezentowany model zintegrowanego zarządzania wodami opadowymi w Kaliszu, opracowany na podstawie kompilacji informacji o podatności miasta na występowanie opadów nawalnych i ich hydrologicznych skutkach oraz baz danych tematycznych i obserwacyjnych, wpisuje się w plany adaptacji miasta do zmian klimatu (Plan adaptacji… 2018). Analiza opadów intensywnych i zagrażających oraz interwencji straży po ich wystąpieniu, przeprowadzona dla okresu 2010–2018, potwierdziła wysoki stopień wrażliwości miasta na powodzie FF i lokalne podtopienia, co nawiązuje do wcześniejszych badań prowadzonych w tym zakresie m.in. przez Cichockiego i in. (2016).

Tabela 2. Propozycje rozwiązań w zakresie zwiększenia retencji krajobrazowej w Kaliszu z wykorzystaniem błękitno-zielonej infrastruktury w strefach problemowych I–V

Strefa	Charakter wdrożenia – interwencja adaptacyjna	B–Z infrastruktura	Predyspozycja terenu	Efekt działań adaptacyjnych
I	Dwa ciągi niecek chłonnych, pomiędzy terenem wyniesionym i strefą zabudowy jednorodzinnej oraz pomiędzy drogą i strefą ogrodów działkowych.	Niecka chłonna – jej zadaniem jest przechwytywanie i retencja wód opadowych, a następnie zasilanie nimi wód podziemnych.	Występują tereny nieużytków możliwe do zagospodarowania na niecki chłonne.	W efekcie zmniejszy się ryzyko podtopień budynków jednorodzinnych oraz altanek na ogródkach działkowych.
II	Zielony dach na budynku galerii. Utrzymania sprawności miejskiej sieci kanalizacji deszczowej (działanie dodatkowe).	Zielony dach – jego zadaniem jest zatrzymywanie wody opadowej w konstrukcji. Zatrzymanie wody pozwala na jej wykorzystanie do podlewania roślinności dachu w okresach suszy lub odprowadzenie do kanalizacji w późniejszym czasie.	Brak wolnej przestrzeni do zagospodarowania i powierzchni chłonnych	W efekcie przyczyni się do odciążenia kanalizacji, spowolnienia odpływu wód opadowych oraz redukcji podtopień.
III, IV	Zielone ściany na ścianach istniejących budynków, nawet przy bardzo bliskiej zabudowie. Ogrody deszczowe, głównie w pojemnikach, w miejscach szerokich chodników lub wzdłuż zabudowy.	Zielone ściany oraz ogrody deszczowe – ich zadaniem jest zatrzymanie wód opadowych, które z powierzchni dachów kierowane są systemem rynien do skrzyni z ogrodem deszczowym, gdzie są przechwytywane przez rośliny i retencjonowane.	Tereny intensywnie zabudowane i w dużym stopniu (niemal w 100%) uszczelnione; w krajobrazie występują wyłącznie zabudowania oraz asfaltowe drogi i chodniki.	Rozwiązanie może spowolnić lub zredukować odpływ wód opadowych do kanalizacji, co umożliwia ich późniejsze zagospodarowanie na miejscu.
V	Ażurowe parkingi na terenach zabudowy szeregowej wielorodzinnej oraz zabudowy jednorodzinnej.	Powierzchnia przepuszczalna perforowana (np. ażurowy parking) – jej zadaniem jest zwiększenie retencji wód opadowych na terenach silnie zurbanizowanych i uszczelnionych.	Występują tereny nieużytków, możliwe do zagospodarowania na powierzchnie przepuszczalne dla wód opadowych.	Umożliwia wodom opadowym i roztopowym swobodne przesączanie do gruntu i infiltrację w głębsze warstwy gleby.

Źródło: oprac. własne.

Do wzrostu liczby interwencji związanych ze skutkami deszczów nawalnych, w postaci zalanych budynków, piwnic i dróg, mógł przyczynić się w Kaliszu przyrost terenów antropogenicznych (głównie tereny zabudowy) oraz niewydolny system kanalizacji deszczowej. Skutki opadów rozlewnych są zazwyczaj niwelowane w mieście przez kanalizację deszczową lub ogólnospławną. Bardzo często, w przypadku opadów deszczu o bardzo dużym natężeniu, czyli opadów nawalnych ($\geq$30 mm·24h^{-1}), system kanalizacji miejskiej nie jest w stanie przejąć w całości szybko odprowadzanej wody opadowej z terenów uszczelnionych, co przy intensywnej zabudowie skutkuje lokalnymi powodziami (Drużyńska, Nachlik 2006). Większość podtopień i lokalnych zalań terenu w Kaliszu miała miejsce w strefie miasta objętej systemem kanalizacji rozdzielczej. W Śródmieściu, gdzie zastosowana jest ogólnospławna sieć kanalizacyjna, podtopienia zdarzały się stosunkowo rzadko. W kanalizacji rozdzielczej ścieki bytowo-gospodarcze i przemysłowe odprowadzane są siecią kanalizacji sanitarnej do oczyszczalni ścieków, natomiast wody opadowe i roztopowe siecią kanalizacji deszczowej, po przejściu przez separatory zanieczyszczeń, wprost do odbiornika, którym jest Prosna i jej dopływy. Kanalizacja deszczowa na terenie miasta przeważnie oparta jest na systemie grawitacyjnym, który stosowany jest najczęściej na terenach o zwartej zabudowie, gdzie odpowiedni spadek terenu w kierunku oczyszczalni ścieków zapewnia samoistny transport wód opadowych. Przy wysokich stanach wód w odbiornikach (rzekach) dochodzi bardzo często do tzw. cofki z systemów kanalizacji deszczowej, na którą narażone są przede wszystkim niżej położone tereny zabudowane, wyposażone w kanalizację deszczową mającą bezpośredni kontakt hydrauliczny z odbiornikiem. Tego typu zdarzeń nie rejestruje się natomiast w strefach miasta wyposażonych w systemy kanalizacji ogólnospławnej, gdzie nadmiar wód odprowadzany jest do odbiorników przelewami, które uniemożliwiają powstawanie cofki. Ponadto wybijanie wody ze studzienek kanalizacji deszczowej potęguje zazwyczaj zły stan systemów kanalizacyjnych, np. zamulenie wylotów kanałów, zatory i niedrożność kanałów (Cichocki i in. 2016).

W 2018 r., w porównaniu do 2006 r., nastąpił przyrost powierzchni zabudowanej w Kaliszu o ponad 5% (tab. 1), co wpłynęło na ograniczenie możliwości retencyjnych obszaru. Na terenach miejskich, ze względu na nierównomierny stopień zabudowy i uszczelnienia podłoża, grunty antropogeniczne wykazują często zróżnicowany poziom przepuszczalności, jednak z przewagą niekorzystnego typu infiltracji (Graf 2012, Graf, Jawgiel 2018, Graf, Przybyłek 2018). Zastępowanie biologicznie czynnych powierzchni, które mają właściwości chłonne, budynkami, drogami, chodnikami, parkingami z dużym udziałem powierzchni uszczelnionych powoduje, że wrasta wielkość i szybkość spływów powierzchniowych, w szczególności przy opadach nawalnych. Analizy przestrzenne składowych bilansu wodnego w zlewniach zurbanizowanych wykazują zazwyczaj niski udział stref z dominacją procesu retencji i infiltracji wód opadowych, co przyczynia się do zmniejszania odpływu podziemnego oraz zwiększenia spływu powierzchniowego i jego akumulacji w strefach bezodpływowych powierzchniowo (Graf 2014). Najwyższy spływ powierzchniowy, a w konsekwencji wzrost ryzyka wystąpienia

podtopień w miejscach jego akumulacji, generują zlewnie o wskaźniku urbanizacji powyżej 40% (Graf, Jawgiel 2018).

Po roku 2015, który charakteryzował się w Kaliszu najmniejszą liczbą dni z opadem intensywnym (≥10 mm·24h^{-1}), w kolejnych latach zarejestrowano zwiększoną częstość ich występowania, co przełożyło się na zwiększoną liczbę interwencji straży pożarnej w związku z podtopieniami (ryc. 4). Z punktu widzenia zarządzania wodą opadową istotne jest wdrożenie w mieście systemu identyfikacji stref newralgicznych związanych z zagrożeniem wystąpienia powodzi FF oraz utrzymanie sprawności miejskiej sieci kanalizacji deszczowej. Prognozy wykazują, że najbardziej zagrożone zmianami klimatu są w Kaliszu obszary silnie zainwestowane, gdzie udział powierzchni infiltracyjnej i czynnej biologicznie nie przekracza 12% (Plan adaptacji… 2018). Ze względu na fakt, że podtopienia i lokalne powodzie tworzą się w Kaliszu w strefach o znacznym uszczelnieniu terenu, jako najkorzystniejsze rozwiązania w zakresie łagodzenia ich skutków oraz alternatywny sposób zagospodarowania wód opadowych wskazano wykorzystanie błękitno-zielonej infrastruktury w formie zielonych dachów i ścian, niecek chłonnych i przepuszczalnych powierzchni. Rozwiązania te nie wymagają wielkopowierzchniowych przestrzeni i można je zastosować na małych powierzchniach lub wykorzystując istniejącą infrastrukturę (Kaźmierczak, Carter 2010, Januchta-Szostak 2011). Działania w tym zakresie wpisują się w tzw. zrównoważony system drenażu (*Sustainable Drainage Systems*) (Wilson i in. 2004, Kozłowska 2008) i są rekomendowane w przypadku miast wrażliwych na zmiany klimatu, do których zaliczany jest również Kalisz (Cichocki i in. 2016). Rozwiązania błękitno-zielonej infrastruktury pozwalają przede wszystkim zwiększyć małą retencję wodną na obszarach zurbanizowanych poprzez przechwycenie wód opadowych i ich infiltrację lub spowolnienie odpływu powierzchniowego (Krężałek 2012, Wagner, Krauze 2014, Burszta-Adamiak 2015). W przypadku Kalisza wdrożenie tego typu rozwiązań jest tym bardziej korzystne, że w najbliższym czasie prognozowany jest wzrost maksymalnego opadu dobowego w mieście (Plan adaptacji… 2018). Należy podkreślić, że w przypadku zrównoważonych systemów drenażu wykorzystuje się przestrzeń miejską do zatrzymania wody opadowej w miejscu jej wystąpienia poprzez wszystkie rodzaje retencji zlewni: w obrębie obszarów nieprzepuszczalnych, przypowierzchniowej warstwy gleby, zagłębień bezodpływowych i wód otwartych, co sprzyja zwiększeniu zdolności retencyjnych do poziomu charakterystycznego dla zlewni quasi-naturalnych (Kozłowska 2008, Januchta-Szostak 2011).

Obecnie na terenie Kalisza najczęstszym rozwiązaniem ułatwiającym swobodną infiltrację wód opadowych są ażurowe powierzchnie przepuszczalne, stosowane głównie na parkingach i placach manewrowych. Pozostałe projekty z zakresu błękitno-zielonej infrastruktury są nowatorskie dla miasta i planowane do realizacji w okresie do 2030 r. w ramach „Planu adaptacji do zmian klimatu miasta Kalisza" (2018).

Wnioski

1. Opracowany dla miasta Kalisza model zintegrowanego zarządzania wodami opadowymi zakłada integrację baz danych o opadach nawalnych, informacji o terenie oraz danych z interwencji straży pożarnej podczas wystąpienia opadów nawalnych, dotyczących miejsc podtopień, zalania budynków, piwnic, dróg i placów.
2. Analiza potwierdziła wysoką podatność miasta na występowanie powodzi typu „flash flood" oraz ograniczone możliwości retencjonowania wód opadowych ze względu na wysoki stopień uszczelnienia terenu, nieprawidłowe odwodnienie zlewni oraz niewydolny system kanalizacji deszczowej.
3. Na podstawie oceny ryzyka wystąpienia podtopień zidentyfikowano w mieście strefy problemowe (I–V), traktując je jako obszary testowe dla przyszłych interwencji adaptacyjnych miasta Kalisza do zmian klimatu. Uwzględniając ich charakter oraz uwarunkowania i cechy zagrożeń związanych z występowaniem opadów nawalnych, wskazano rozwiązania w zakresie zwiększenia retencji krajobrazowej z wykorzystaniem błękitno-zielonej infrastruktury.
4. Zaproponowane działania wpisują się w koncepcję zrównoważonego systemu drenażu i adaptacyjnego zarządzania zasobami wodnymi w mieście, które zakładając odwzorowanie naturalnych funkcji środowiska w odniesieniu do retencjonowania wody deszczowej, pozwalają w efekcie zmniejszyć negatywny wpływ urbanizacji na obieg wody.

Literatura

Barszcz M., 2009, Analysis of freshets caused by heavy rainfall on small urbanized drainage basin of Służew Stream, Studia Geotechnica et Mechanica, 4: 3–15.

Bruegmann R., 2005, Sprawl. A compact History, The University of Chicago Press, Chicago.

Buchert L., Cebulak E., Drwal-Tylmann A., Wojtczak-Gaglik E., Kilar P., Limanówka D., Łapińska E., Mizera M., Ogórek S., Pyrc R., Winnicki W., Zawiślak T., 2013, Vademecum: niebezpieczne zjawiska meteorologiczne, geneza, skutki, częstość występowania. Część pierwsza – wiosna, lato, IMGW-PIB, Warszawa.

Burszta-Adamiak E., 2015, Zielone dachy jako element zrównoważonych systemów odwadniających na terenach zurbanizowanych, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu.

Cheng S., Wang R., 2002, An approach for evaluating the hydrological effects of urbanization and its application, Hydrological Processes, 16, 7: 1403−1418.

Cichocki Z., Hajto M., Romańczak A., Sadowski M., 2016, Wrażliwość miasta Kalisza na zmiany klimatu − studium przypadku, Inżynieria Ekologiczna, 49: 8–24.

Ciupa T., 2009, Wpływ zagospodarowania terenu na odpływ i transport fluwialny w małych zlewniach na przykładzie Sufragańca i Silnicy (Kielce), Wyd. UJK, Kielce.

CORINE Land Cover CLC 2006, Główny Inspektorat Ochrony Środowiska (https://clc.gios.gov.pl; dostęp: 12.04.2019).

CORINE Land Cover CLC2018, Główny Inspektorat Ochrony Środowiska (https://clc.gios.gov.pl; dostęp: 12.04.2019).
Drużyńska E., Nachlik E. (red.), 2006, Podstawy metodyczne i standardy zintegrowanego planowania w gospodarce wodnej. Praca zbiorowa, Politechnika Krakowska im. Tadeusza Kościuszki, Monografie, 341. Seria Inżynieria Środowiska, Kraków.
EEA, 2017, Urban Green Infrastructure-eea-maps, City typology (https://www.eea.europa.eu/themes/sustainability-transitions/urban-environment/urban-green-infrastructure/typology; dostęp: 22.04.2020).
EPA, 2007, Reducing stormwater costs through Low Impact Development (LID) strategies and practices, U.S. Environmental Protection Agency, Washington, D.C.
Graf R., 2012, Struktura i funkcjonowanie lokalnych systemów krążenia wód podziemnych na obszarze Wysoczyzny Poznańskiej, Studia i Prace z Geografii i Geologii, 26.
Graf R., 2014, Przestrzenne zróżnicowanie spływu powierzchniowego w zlewniach zurbanizowanych na przykładzie miasta Poznania, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), Woda w mieście. Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego, Kielce, s. 59–71.
Graf R., Jawgiel K., 2018, The Impact of the Parameterisation of Physiographic Features of Urbanised Catchment Areas on the Spatial Distribution of Components of the Water Balance Using the WetSpass Model, ISPRS Int. J. Geo-Inf., 7: 278.
Graf R., Przybyłek J., 2018, Application of the WetSpass simulation model for determining conditions governing the recharge of shallow groundwater in the Poznań Upland, Poland, Geologos, 24(3): 189–205.
Gutry-Korycka M., 2007, Odpływ ze zlewni zurbanizowanych, Prace i Studia Geograficzne, 38: 37–56.
Haase D., 2009, Effects of urbanisation on the water balance – A long-term trajectory, Environmental Impact Assessment Review, 4: 211–219.
Januchta-Szostak A., 2011, Woda w miejskiej przestrzeni publicznej. Modelowe formy zagospodarowania wód opadowych i powierzchniowych, Rozprawy, 454, Wyd. Politechniki Poznańskiej, Poznań.
Kałużna J., 2019, Strategia zarządzania wodami opadowymi na terenie miasta Kalisza, Archiwum Prac Dyplomowych, Zakład Hydrologii i Gospodarki wodnej IGFiKŚP, UAM Poznań (mps).
Kaźmierczak A., Carter J., 2010, Adaptation to climate change using green and blue infrastructure: A database of case studies. Raport 2010 (www.grabs-eu.org/membersArea/files/malmo.pdf.; dostęp: 20.04.2020).
Koncepcja Przestrzennego Zagospodarowania Kraju 2030, 2011, Ministerstwo Rozwoju Regionalnego, Warszawa.
Kozłowska E., 2008, Proekologiczne gospodarowanie wodą opadową w aspekcie architektury krajobrazu. Współczesne problemy architektury krajobrazu, Wydawnictwo Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu.
Krężałek K., 2012, Mała retencja na terenach zurbanizowanych, Wiadomości Melioracyjne i Łąkarskie. 55, 4: 166–169.
Łomotowski J. (red.), 2008, Problemy zagospodarowania wód opadowych, I Ogólnopolska Konferencja Naukowo-Techniczna z udziałem gości zagranicznych z cyklu „Modelowanie procesów hydrologicznych", 20–21 listopada 2008 r., Wydawnictwo Seidel-Przywecki, Wrocław.
Michalczyk Z. (red.), 2012, Ocena warunków występowania wody i tworzenia się spływu powierzchniowego w Lublinie, Wyd. UMCS, Lublin.

Nowicka B., 2002, Wpływ urbanizacji na warunki odpływu, [w:] T. Ciupa, E. Kupczyk, R. Suligowski (red.), Obieg wody w zmieniającym się środowisku, Prace Instytutu Geografii AŚ, Kielce, 7: 77–86.

Plan adaptacji do zmian klimatu miasta Kalisza do roku 2030, 2018, Załącznik 2, Opis głównych zagrożeń klimatycznych i ich pochodnych dla Miasta Kalisza (http://44mpa.pl/wp-content/uploads/2018/11/za%C5%82.–2.-Kalisz.-Zagro%C5%BCenia-klimatyczne.pdf; dostęp: 25.04.2020).

Projekt Klimat, 2013, Identyfikacja i ocena ekstremalnych zdarzeń meteorologicznych i hydrologicznych w Polsce w II połowie XX wieku, Zadanie 4, Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne (cywilne i ekonomiczne) kraju (http://klimat.imgw.pl/wp-content/uploads/2013/01/4_8.pdf; dostęp: 25.04.2020).

PZRP, 2016, Plan Zarządzania Ryzykiem Powodziowym dla regionu wodnego Warty, ISOK (https://powodz.gov.pl/powodz/aWORPMetodyka.pdf; dostęp: 15.04.2020).

Russo B., Gómez M., Martínez P., Sánchez H., 2005, Methodology to study the surface runoff in urban streets and the design of drainage inlets systems. Application in a real case study, 10th International Conference on Urban Drainage, Copenhagen, 21–26 August 2005.

Słyś D., Stec A., 2008, Techniczne i estetyczne aspekty projektowania otwartych zbiorników retencyjnych wód deszczowych, Gospodarka Wodna, 10: 411–414.

Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A. Badora K. i in., 2018, Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data, Geographia Polonica, 91, 2: 143–170.

Studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego miasta Kalisza, 2019, Załącznik nr 1 do uchwały nr XIV/215/2019 Rady Miasta Kalisza z dnia 26 września 2019 r. (https://bip.kalisz.pl//studium/02-10-2019/tekst_studium27-09-2019.pdf; dostęp: 20.04.2020).

Ślesak B., Absalon D., 2012, Buildings density and the air temperature of urban area, Geographia Napocensis Anul. VI, 2: 77–80.

Śleszyński P., 2014, Procesy suburbanizacji w Polsce a polityka przestrzenna i regionalna, [w:] J. Wolaniuk (red.). Centra i peryferie w okresie transformacji ustrojowej, XXVII Konwersatorium Wiedzy o Mieście, Wyd. UŁ, Łódź, s. 11–26.

Wagner I., Krauze K., 2014, Jak bezpiecznie zatrzymać wodę opadową w mieście? Narzędzia techniczne, [w:] Zrównoważony rozwój zastosowania, Woda w mieście, Fundacja Sendzimira, Warszawa.

Wilson S., Bray R., Cooper P., 2004, Sustainable drainage systems. Hydraulic, structural and water quality advice (C609B), CIRIA, 320 (https://www.ciria.org; dostęp: 20.04.2020).

Woś A., 2010, Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.

Dariusz Wrzesiński, Katarzyna Plewa

Detekcja wzorców zmian w szeregach czasowych stanów wody jeziora Gopło w latach 1887–2015

Zarys treści: Jezioro Gopło położone jest na Pojezierzu Gnieźnieńskim, na obszarze o znacznych deficytach wody. Stany wody jeziora mają najdłuższą serię obserwacyjną w Polsce. Celem pracy było ustalenie trendów i wzorców tendencji zmian stanów wody jeziora Gopło w latach 1887–2015 oraz identyfikacja przekształceń cech reżimu stanów wody w cyklu rocznym. Do analizy wykorzystano średnie, maksymalne i minimalne miesięczne i roczne stany wody jeziora, które były obserwowane na posterunku w Kruszwicy. Wyniki badań jeziora Gopło w analizowanym wieloleciu wskazują na istotne statystycznie obniżenie się jego poziomu w miesiącach letnio-jesiennych. W seriach stanów wody i ich amplitud w badanym wieloleciu stwierdzono występowanie dość regularnie następujących po sobie podokresów, w których stany wody charakteryzowały się na przemian trendami negatywnymi i pozytywnymi, często statystycznie istotnymi. Do wieloletnich zmian mogą się przyczyniać zmiany natężenia Oscylacji Północnoatlantyckiej, ale przede wszystkim zmiany antropogeniczne, które od dziesięcioleci są obserwowane w zlewni jeziora.

Słowa kluczowe: reżim stanów wody, wahania sezonowe, zmiany wieloletnie, trendy, test Manna-Kendalla

Wprowadzenie

Na wahania stanów wody ma wpływ wiele czynników, do najważniejszych z nich należą czynniki klimatyczne, do których zalicza się opady atmosferyczne i parowanie (Choiński i in. 2016) oraz cyrkulacje atmosferyczne (Plewa, Wrzesiński 2017, Wrzesiński, Ptak 2017, Wrzesiński i in. 2018, Plewa i in. 2019). Innymi czynnikami są m.in. głębokość niecki jeziornej, związek jeziora z wodami podziemnymi, charakter przepływowości, powierzchnia jeziora i jego zlewni czy różnego rodzaju przejawy aktywności człowieka w zlewni (m.in. prace melioracyjne, przerzuty wody itp.). W skrajnych przypadkach antropogeniczne zaburzenie składowych bilansu wodnego jezior może doprowadzić do znacznego obniżenia

DW, KP – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej, ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań
e-mail: darwrze@amu.edu.pl, katarzyna.plewa@amu.edu.pl

poziomu wody, a w konsekwencji do ich zaniku (Oren i in. 2010, Ptak i in. 2013, Ptak 2015). Skala, dynamika oraz tendencje wahań poziomów wody jezior zależą od czynników naturalnych (Li i in. 2007, Bianduo i in. 2009, Singh i in. 2010) i antropogenicznych (Konatowska, Rutkowski 2008, Zhuang i in. 2011), a określenie głównej przyczyny w wielu przypadkach jest bardzo trudne (Jańczak, Choiński 1988).

Zagadnienie wahań stanów wody jezior w Polsce w ujęciu wieloletnim było dość często podejmowane (Skibniewski 1954, Pasławski 1972, 1973, Jańczak, Choiński 1988, Jańczak 1991, Bajkiewicz-Grabowska 2001, Dąbrowski 2001, 2002, 2004, Górniak 2001, Dąbrowski, Węglarczyk 2005, Chlost, Cieśliński 2005, Węglarczyk 2009, Michalczyk i in. 2011, Wrzesiński, Ptak 2016, Volchak i in. 2017, Choiński i in. 2019, 2020). W analizach pod uwagę wzięto różną liczbę jezior, ciągi obserwacyjne o różnej długości, różne wielolecia i dane wyjściowe. Stosowano również różne metody badań, od regresji liniowej, poprzez test Manna-Kendalla, do analizy spektralnej Fouriera. Stąd nie można porównać ze sobą uzyskanych wyników badań. W zależności od badanego okresu może zmieniać się kierunek tendencji wahań stanów wody.

Dotychczas ustalono, że głównym czynnikiem kształtującym wahania stanów wody są warunki lokalne, a nie klimatyczne (Bajkiewicz-Grabowska 2001). Zdaniem Jańczaka (1996, 1997, 1999) istotnym czynnikiem są różnice regionalne związane z innym w danym okresie przebiegiem i natężeniem opadów oraz wpływ antropopresji i warunki obiegu wody w zlewni.

Stany wody jeziora Gopło mają najdłuższą serię obserwacyjną w Polsce. Regularne obserwacje rozpoczęto 1 lipca 1882 r. na wodowskazie w Kruszwicy (Pasławski, Błaszczyk 1970). Jednak pełen materiał obserwacyjny jest dopiero od stycznia 1887 r.

Wahania stanów wody jeziora Gopło zarówno w ujęciu wieloletnim, jak i w cyklu rocznym były przedmiotem badań w wielu wcześniejszych pracach (Skibniewski 1954, Pasławski, Błaszczyk 1970, Pasławski 1972, Choiński, Jańczak 1988, Borowiak 2000, Marszelewski, Skowron 2011, Volchak i in. 2017, Choiński i in. 2019, Plewa 2019, Plewa i in. 2019). Według Skibniewskiego (1954) wyraźnej tendencji zmian stanów wody w latach 1888–1952 nie ma. Amplituda stanów ekstremalnych wynosi 186 cm, stanów średnich rocznych do 76 cm, a w ciągu roku od 38 do 185 cm. Podobne wyniki otrzymali również Jańczak i Choiński (1988) dla wielolecia 1956–1985. Stwierdzili, że średnie roczne stany wody wykazują nieregularne wahania rzędu około 10–30 cm. Maksymalna amplituda średnich rocznych stanów wynosi 71 cm. Według Pasławskiego i Błaszczyk (1970) średnie miesięczne stany wody jeziora w latach 1887–1968 mają regularny przebieg, z maksimum w kwietniu (261 cm) i minimum w październiku (218 cm), a średni poziom zwierciadła wody w półroczu zimowym jest wyższy średnio o 3 cm od średniego poziomu w półroczu letnim. Amplituda ekstremalnych stanów wody wynosi 270 cm, a średnia roczna amplituda 73 cm. Dla wielolecia 1951–1965 wymienieni wyżej badacze wykonali szczegółowy bilans wodny Gopła. Ustalili, że bilans wodny jeziora jest kształtowany przez dopływ powierzchniowy (74%) i dopływ podziemny (17,7%) oraz odpływ powierzchniowy (82,5%) i odpływ

podziemny. Pasławski (1972) stwierdził, że wahania średnich rocznych stanów wody w latach 1887–1970 wykazują stały trend malejący. Nie mają wyraźnej cykliczności, ale cechuje je tendencja do powtarzania się w okresach około 23-letnich. Według Borowiaka (2000), który analizował reżim hydrologiczny jezior Niżu Polskiego w latach 1971–1980, jezioro Gopło reprezentuje dwuokresową strukturę stanów wody ze średnią roczną amplitudą powyżej 70 cm. Amplitudy Gopła należą do największych spośród jezior położonych w północnej Polsce. Twierdzi on, że maksymalnymi amplitudami cechują się m.in. jeziora, które zamykają duże dorzecza. Potwierdzić to może dynamika wymiany wód w jeziorze, która dla Gopła wynosi 0,98 (Choiński 2007, Choiński i in. 2019). Zmiany średnich dobowych stanów wody jezior w Wielkopolsce analizowała Plewa (2019). Na jeziorze Gopło (w latach 1976–2015) najwyższe stany obserwuje się wiosną, w pierwszej połowie kwietnia. Najniższe zaś na przełomie września i października. Współczynnik stanu wody waha się od 0,91 do 1,12. Od połowy grudnia do połowy lipca jest powyżej 1, czyli w tym czasie obserwuje się stany wody wyższe niż przeciętnie. Średnia roczna amplituda stanów wody wynosi 50 cm, amplituda ekstremalnych stanów wody – 273 cm. Choiński i in. (2019), analizując tendencje wahań stanów wody, stwierdzili, że w tym samym wieloleciu średnie roczne stany wody Gopła nie wykazują tendencji zmian, maksymalne roczne stany mają tendencję malejącą, a stany minimalne roczne rosnącą, w obu przypadkach jest ona nieistotna statystycznie. W wieloleciu 1956–2015 Choiński i in. (2020) odnotowali brak tendencji zmian średnich rocznych stanów wody. Średnia roczna amplituda stanów wody wynosi 86 cm, co spowodowane jest dynamiką zmian przepływów Noteci, która przecina jezioro.

Poziom wody jeziora zmieniał się pod wpływem melioracji już od XVIII w. W 1775 r., po zakończeniu budowy Kanału Bydgoskiego, zwierciadło wody obniżyło się o 0,5 m, następnie w wyniku robót melioracyjnych prowadzonych w zlewni górnej Noteci (1857–1859) obniżyło się o 1,4 m. Wskutek kanalizacji górnej Noteci, która miała miejsce w latach 1870–1878, nastąpiło kolejne obniżenie zwierciadła wody o 1,3 m (Pasławski, Błaszczyk 1970, Dorożyński, Skowron 2002). Od 1975 r. odpływ z jeziora regulowany jest za pomocą jazu w Pakości (Kornaś 2018).

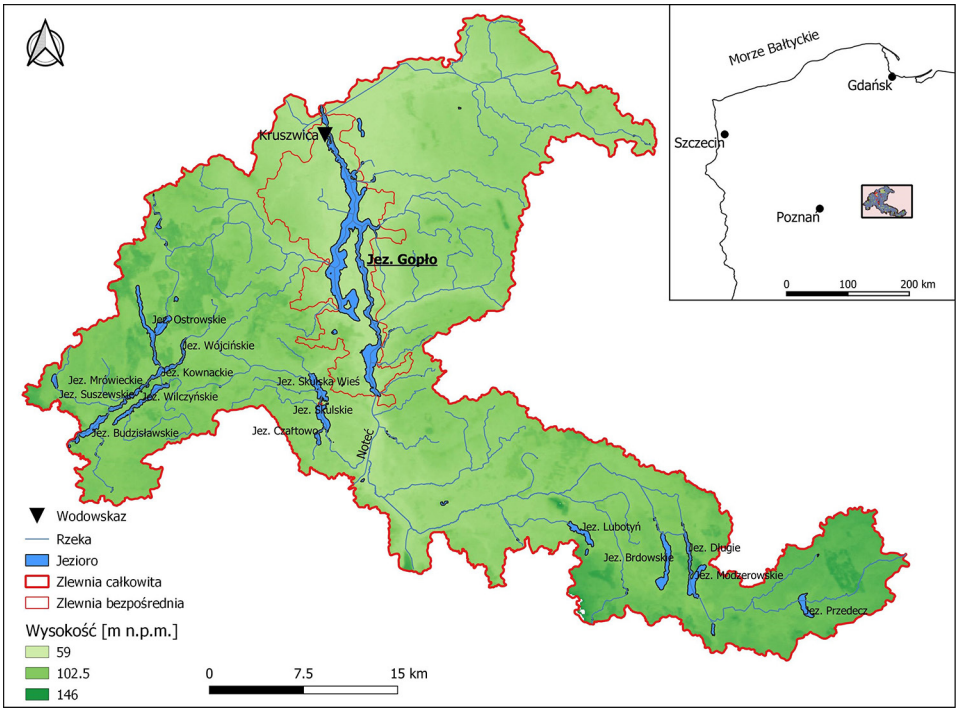
Celem pracy jest ustalenie trendów i detekcji wzorców tendencji zmian stanów wody jeziora Gopło w wieloleciu 1887–2015 oraz identyfikacja przekształceń cech reżimu stanów w cyklu rocznym.

Materiały źródłowe i metody badań

W pracy wykorzystano średnie, maksymalne i minimalne miesięczne i roczne stany wody jeziora Gopło obserwowane na posterunku w Kruszwicy w latach 1887–2015. Dane pochodzą ze zbiorów Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – PIB. Na ich podstawie obliczono średnie i skrajne amplitudy miesięczne i roczne.

Jezioro Gopło położone jest na Pojezierzu Gnieźnieńskim (ryc. 1). Jest ono jeziorem rynnowym, przepływowym, odwadnianym przez rzekę Noteć Wschodnią (Pasławski, Błaszyczyk 1970, Marszelewski, Skowron 2011). Ma dobrze rozwiniętą linię brzegową (ok. 90 km), liczne zatoki, wysepki i półwyspy. Jest rozdzielone na dwie odnogi przez Półwysep Potrzymiech (Kaniecki i in. 2003). Do jeziora dopływają średnio 72 cieki, a ich liczba zmienia się w czasie, w zależności od warunków hydrologicznych (Juśkiewicz 2014). Gopło jest największym jeziorem w Wielkopolsce. Jego powierzchnia według „Katalogu jezior Polski" (Choiński 2006) wynosi 2121,5 ha. W Polsce Gopło jest 9 jeziorem pod względem powierzchni (Choiński, Ptak 2019). Warto również podkreślić, że jezioro to znajduje się na drugim miejscu w Polsce, po jeziorze Jeziorak, pod względem długości, która wynosi 25 km (Choiński, Ptak 2019). Analizowane jezioro jest płytkie, o średniej głębokości 3,6 m i głębokości maksymalnej 16,6 m. Jego objętość wynosi 78 497,0 tys. m^3 (tab. 1). Do głębokości 2,5 m objętość jeziora wynosi aż 55,2% całkowitej objętości, natomiast poniżej 5 m tylko 19,5% (Marszelewski, Skowron 2011).

Zlewnia całkowita i bezpośrednia jeziora zostały wyznaczone na podstawie „Mapy Podziału Hydrograficznego Polski" w skali 1:10 000 (2016). Powierzchnia zlewni całkowitej jeziora Gopło wynosi 1326,2 km^2, a zlewni bezpośredniej 127,1 km^2. Powierzchnia wszystkich jezior w zlewni wynosi prawie 48 km^2 (jeziorność równa się 3,6%). Gęstość sieci rzecznej została obliczona na podstawie



Ryc. 1. Zlewnia całkowita i bezpośrednia jeziora Gopło

Tabela. 1. Parametry morfometryczne jeziora Gopło i jego zlewni

Objętość jeziora – V_j [tys. m^3]*	78497,0
Głębokość średnia – $H_{śr}$ [m]*	3,6
Głębokość maksymalna – H_{maks} [m]*	16,6
Powierzchnia zlewni bezpośredniej – P_{zb} [km^2]**	127,1
Powierzchnia zlewni całkowitej P_{zc} [km^2]**	1326,2
Powierzchnia jeziora – P_j [km^2]**	20,846
Powierzchnia jezior w zlewni [km^2]**	47,978
Długość cieków w zlewni [km]**	1958,8
Gęstość sieci rzecznej w zlewni [km·km^{-2}]**	1,48
Jeziorność [%]**	3,6
Współczynnik jeziora – C [-]**	63,6
Współczynnik Schindlera – WS [m^{-1}]	17,2

* Opracowano na podstawie „Katalogu jezior Polski" (Choiński 2006).
** Opracowano na podstawie „Mapy Podziału Hydrograficznego Polski" 1:10 000.

dwóch warstw z MPHP – *rzeki_r* oraz *rzeki_n*, wynosi ona 1,48 km·km^{-2}. Współczynnik jeziora *C*, obliczany jako stosunek powierzchni zlewni do powierzchni zbiornika, wynosi 63,6, a współczynnik Schindlera, czyli stosunek zsumowanej powierzchni zbiornika i jego zlewni do objętości tego zbiornika (Schindler 1971) – 17,2 m^{-1}.

Według klasyfikacji regionów klimatycznych Wosia (2010) obszar badań został zaliczony do regionu 15 – Wielkopolskiego Wschodniego. Region ten cechuje średnia roczna temperatura powietrza 8°C. Najchłodniejszym miesiącem jest styczeń (–2°C), a najcieplejszym lipiec (18,1°C). Jest to region o najniższej w Polsce średniej rocznej sumie opadów atmosferycznych, która wynosi 520 mm. Najmniej opadów notuje się w lutym (26 mm), a najwięcej w lipcu (80 mm). Najwyższe średnie sumy opadów przypadają na lato (197 mm), najniższe zaś na zimę (92 mm). Jak podkreślają Kaniecki i in. (2003) jest to obszar położony w strefie znacznych deficytów wody.

Trendy miesięcznych i rocznych stanów charakterystycznych jeziora Gopło określono, stosując test Manna-Kendalla. Jest to test nieparametryczny, często rekomendowany do wykrywania zmian w szeregach czasowych zmiennych hydrometeorologicznych (Radziejewski, Kundzewicz 2002, Wrzesiński 2009, Banasik i in. 2013, Wrzesiński, Ptak 2016).

W kolejnym etapie pracy dla 20-letnich podokresów w całym wieloleciu 1887–2015 z przesunięciem o 1 rok (łącznie 110 podokresów) obliczono:

- podstawowe statystyki stanów miesięcznych i rocznych: średnie stany, współczynniki zmienności, amplitudy,
- regresje liniową stanów średnich miesięcznych i rocznych oraz amplitud rocznych,
- odchylenia (różnice) między średnimi stanami w kolejnych 20-letnich podokresach a wartościami przeciętnymi z lat 1887–2015.

Istotność statystyczną tych różnic badano testem *t* dla prób zależnych. Każdorazowo testowano hipotezę H_0:$\mu = \mu_0$ o równości wartości oczekiwanych, przeciwko H_1:$\mu \neq \mu_0$. Odrzucenie hipotezy pozwala wnioskować o istotnych różnicach między średnimi stanami wody obserwowanymi w okresach 20-letnich a ich wartościami przeciętnymi z lat 1887–2015. W celu weryfikacji hipotezy wykorzystano test dla próby oparty na rozkładzie t-Studenta, przy n–1 stopniach swobody:

$$t = \left| \frac{\overline{x} - \mu_0}{S} \sqrt{n} \right|$$

gdzie: n – liczebność próby, S – odchylenie standardowe, $\overline{x}$ – średnia z próby, μ_0 – średnia z populacji.

W opracowaniu matematyczno-statystycznym danych źródłowych użyto procedur statystycznych programu Excel [Microsoft] i Statistica (TIBCO Software Inc.). Z kolei w tworzeniu strony graficznej wykorzystano programy: QGIS, Surfer (Golden Software) i CorelDraw 12 (Corel). Przy konstrukcji rycin izolinie wykreślono, stosując procedurę krigingu.

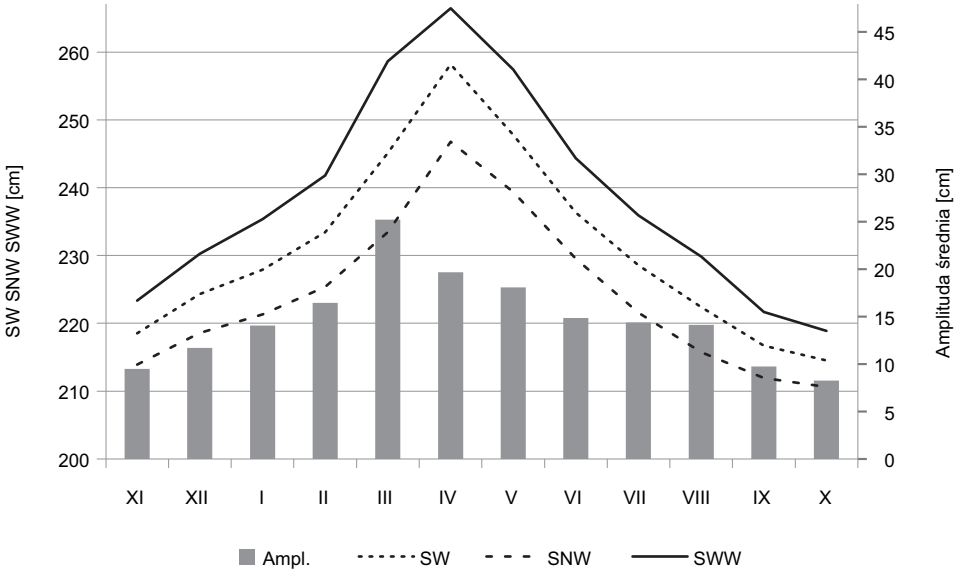
Wyniki

W analizowanym wieloleciu 1887–2015 średni roczny stan wody jeziora Gopło wyniósł 231 cm. Najwyższy średni miesięczny stan zanotowano w kwietniu – 258 cm, najniższy zaś w październiku – 215 cm (tab. 2, ryc. 2). Średni roczny niski stan wody wyniósł 197 cm. Najniższy miesięczny stan wody na jeziorze wynosił 150 cm i został zanotowany w listopadzie oraz w miesiącach od sierpnia do października. Najwyższy niski stan wody (194 cm) wystąpił w kwietniu. Średni roczny wysoki stan wody wynosił 277 cm. Najwyższy stan wody w badanym wieloleciu – 435 cm – zanotowano w kwietniu, a najniższy wysoki stan wody – 296 cm – w październiku (ryc. 2, 3).

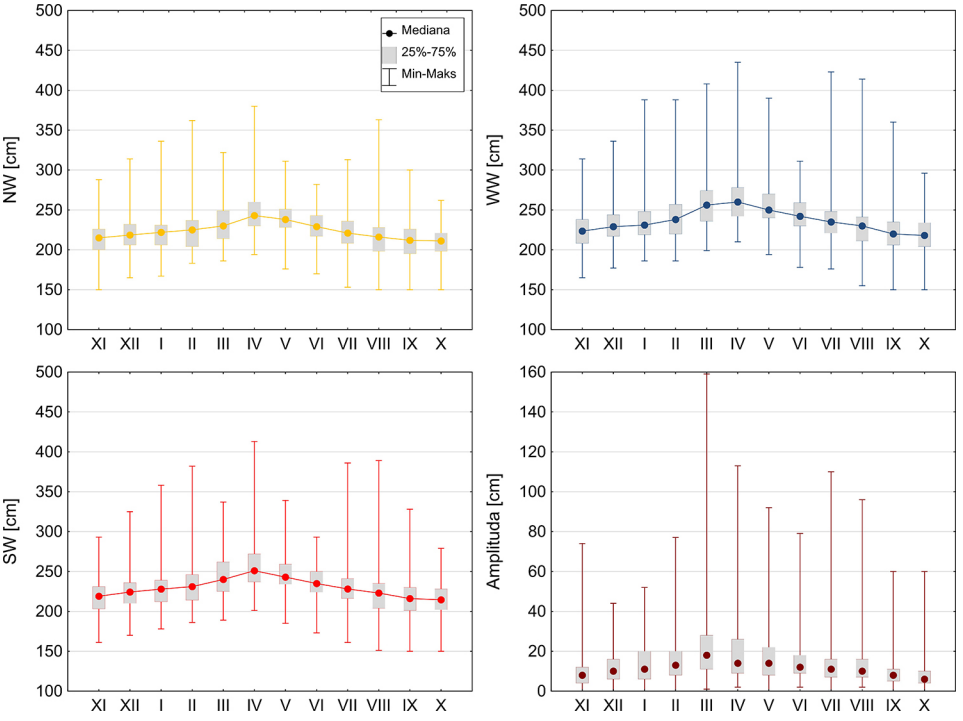
W analizowanym okresie stany wody jeziora Gopło, zarówno miesięczne jak i roczne, zazwyczaj malały (tab. 3, ryc. 4). Trendy negatywne i statystycznie istotne wykazały stany średnie, maksymalne i minimalne miesięczne od czerwca do

Tabela 2. Stany charakterystyczne i amplitudy jeziora Gopło (1887–2015)

Stan wody	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
SW	219	224	228	233	245	258	248	236	229	222	217	215	231
SNW	214	219	221	225	233	247	239	230	222	216	212	211	197
SWW	223	230	235	242	259	266	257	244	236	230	222	219	277
Ampl. śr.	9	12	14	16	25	20	18	15	14	14	10	8	79
NNW	150	165	167	183	186	194	176	170	153	150	150	150	150
WWW	314	336	388	388	408	435	390	311	423	414	360	296	435
Ampl. skr.	164	171	221	205	222	241	214	141	270	264	210	146	285



Ryc. 2. Rozkład średnich miesięcznych stanów charakterystycznych i amplitud średnich stanów jeziora Gopło w cyklu rocznym w latach 1887–2015



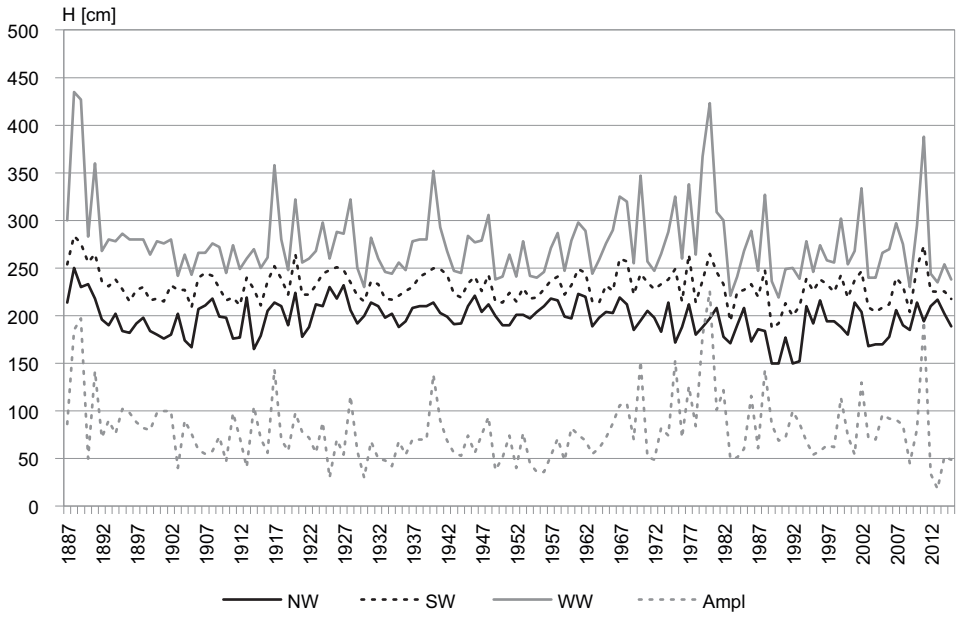
Ryc. 3. Zakresy zmian stanów charakterystycznych i amplitud stanów wody jeziora Gopło w latach 1887–2015

Tabela 3. Wyniki testu Manna-Kendalla dla serii stanów charakterystycznych i amplitud. Odpowiednią czcionką wyróżniono trendy o określonej istotności statystycznej

Stan wody	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
SW	–1,56	–0,67	–0,02	0,07	–0,29	–0,67	–1,19	**–2,59**	**–3,26**	**–3,16**	**–3,54**	**–2,78**	–1,91
NW	–1,86	–0,46	0,87	0,08	0,49	–0,38	–1,91	–3,38	–3,18	–3,70	–3,50	–2,89	**–3,77**
WW	–1,28	–0,68	–0,42	–0,13	–0,81	–0,93	–1,04	–2,03	**–2,88**	**–2,92**	**–3,49**	**–2,74**	–1,01
Ampl	2,11	0,99	**–2,99**	–1,60	–1,96	–1,21	1,19	**2,66**	0,48	0,88	–0,76	0,46	1,50

–1,96	p < 0,05	
–2,59	p < 0,01	poziom istotności
–3,38	p < 0,001	

października. Najbardziej istotne statystycznie (p < 0,001) trendy wykazały stany we wrześniu. Silniejsze trendy ujemne wykazały minimalne stany miesięczne, które na poziomie p < 0,001 istotnie malały w czerwcu, sierpniu, wrześniu, ale także minimalne stany roczne. Zarówno średnie, jak i maksymalne roczne stany wody jeziora Gopło wykazały trend ujemny, ale statystycznie nieistotny. Analiza tendencji zmian amplitud skrajnych stanów wody w miesiącach od stycznia do kwietnia oraz we wrześniu wykazała trendy negatywne, jednak statystycznie istotny trend cechował amplitudy stanów tylko w styczniu (p < 0,01). W pozostałych miesiącach trendy amplitud były pozytywne, a w czerwcu istotne

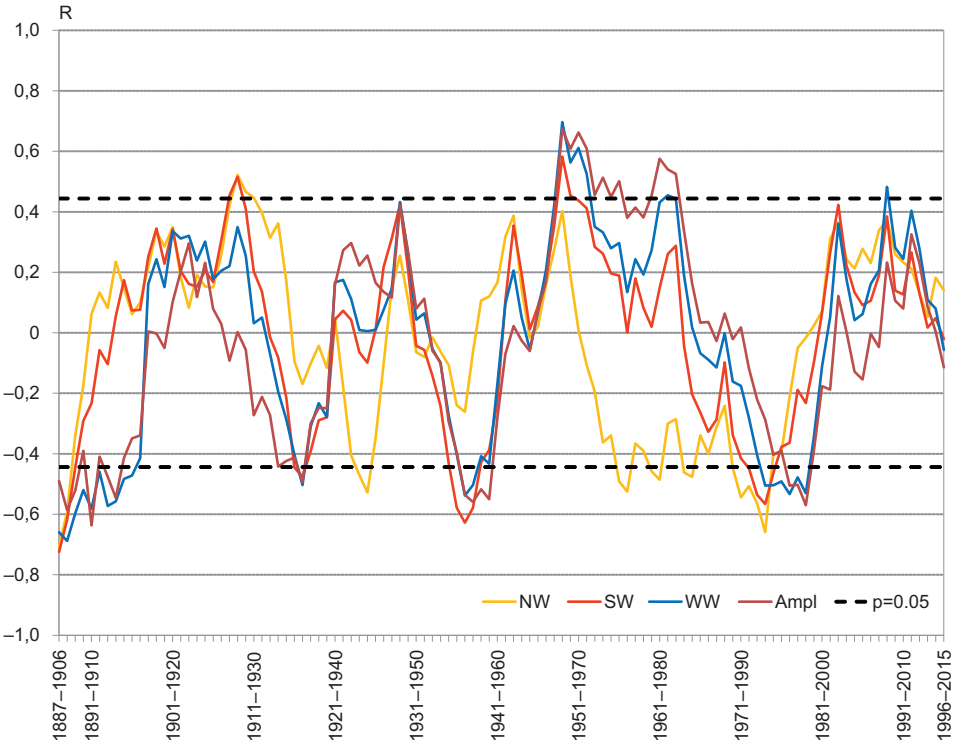


Ryc. 4. Wieloletni przebieg stanów średnich (SW), niskich (NW), wysokich (WW) oraz amplitud średnich (Ampl) jeziora Gopło w latach 1987–2015

statystycznie ($p < 0,01$). Także w przypadku amplitud rocznych stanów wody stwierdzono trend pozytywne, jednak statystycznie nieistotny.

Analiza wykazała duże zróżnicowanie zarówno kierunku, jak i istotności trendów w badanych seriach stanów z lat 1887–2015, dlatego przeprowadzono uszczegóławiające badania krótszych, 20-letnich ciągów obserwacyjnych średnich miesięcznych, charakterystycznych i rocznych stanów jeziora. Analizowano 110 okresów 20-letnich z przesunięciem o 1 rok rozpoczynając od okresu 1887–1906, a kończąc na okresie 1996–2015. Na rycinach 5 i 6 przedstawiono współczynniki korelacji regresji liniowej badanych zmiennych dla każdego z 20-letnich podokresów wraz z granicznymi wartościami na poziomie istotności $p = 0,05$. Tendencje zmian w badanych 20-letnich podokresach były silnie zróżnicowane, a w kolejnych okresach siła i kierunek trendów ulegały znacznym przekształceniom. W przypadku stanów charakterystycznych ich zmiany na początku analizowanego okresu, na przełomie XIX i XX w., wykazywały silne, statystycznie istotne trendy ujemne. Ujemne, istotne statystycznie, trendy wykazały także stany w okresach: 1917–1936 (SW, WW), 1925–1944 (NW), 1937–1956 (SW, WW), 1957–1976 (NW), 1974–1993 (NW, SW) oraz 1979–1998 (WW). Natomiast najsilniejsze, często statystycznie istotne ($p < 0,05$), dodatnie trendy wystąpiły w latach: 1909–1929 (SW, NW), 1929–1948 (SW, WW), 1949–1968 (SW, WW). Podobne zmiany zaobserwowano także w przebiegu trendów amplitud stanów wody (ryc. 5). Również trendy stanów miesięcznych cechowały się podobnym, charakterystycznym, cyklicznym przebiegiem wykresów współczynników korelacji (ryc. 6, 7). Niskie wartości osiągnęły współczynniki korelacji dla serii z lat 1978–1997 i 1987–2006, natomiast wysokie w latach: 1976–1995, 1983–2002 i 1991–2010 (ryc. 6).

Trendy stanów jeziora w pierwszym okresie 20-letnim we wszystkich miesiącach roku były negatywne, z wyjątkiem miesięcy zimowych, a najsilniejsze, istotne statystycznie, zaobserwowano od maja do lipca ($p < 0,001$) – ryc. 7. Pod koniec XIX w. rozpoczęły się podokresy, w których stany w maju i czerwcu nadal wykazywały ujemne i bardzo istotne trendy, jednak w pozostałych miesiącach zaczęły dominować trendy dodatnie, w styczniu i lutym statystycznie istotne ($p < 0,01$). Pod koniec pierwszej dekady XX w. stany jeziora już we wszystkich miesiącach wykazywały trendy pozytywne, a latem – od czerwca do września – nawet statystycznie istotne ($p < 0,01$). Kolejna zmiana kierunku trendów nastąpiła w połowie drugiej dekady XX w., około 1916 r. W okresach 20-letnich rozpoczynających się od tego roku stany jeziora we wszystkich miesiącach obniżały się, a istotne trendy zaobserwowano w kwietniu i maju. Pod koniec lat 20. nastąpiła kolejna zmiana. Stany wód jeziora we wszystkich miesiącach zaczęły wzrastać, jednak statystycznie nieistotnie. Silna zmiana kierunku trendu nastąpiła w połowie lat 30. XX w. Trendy stanów miesięcznych były negatywne, istotne statystycznie w listopadzie i grudniu ($p < 0,05$) oraz od kwietnia do czerwca, zwłaszcza w maju ($p < 0,001$). Odwrotnie w okresach rozpoczynających się od roku 1950 trendy stanów miesięcznych jeziora Gopło były pozytywne, istotne od listopada do stycznia ($p < 0,05$), w marcu ($p < 0,05$), od kwietnia do lipca ($p < 0,01$), a w maju nawet ($p < 0,001$). Kolejna zmiana nastąpiła w połowie lat

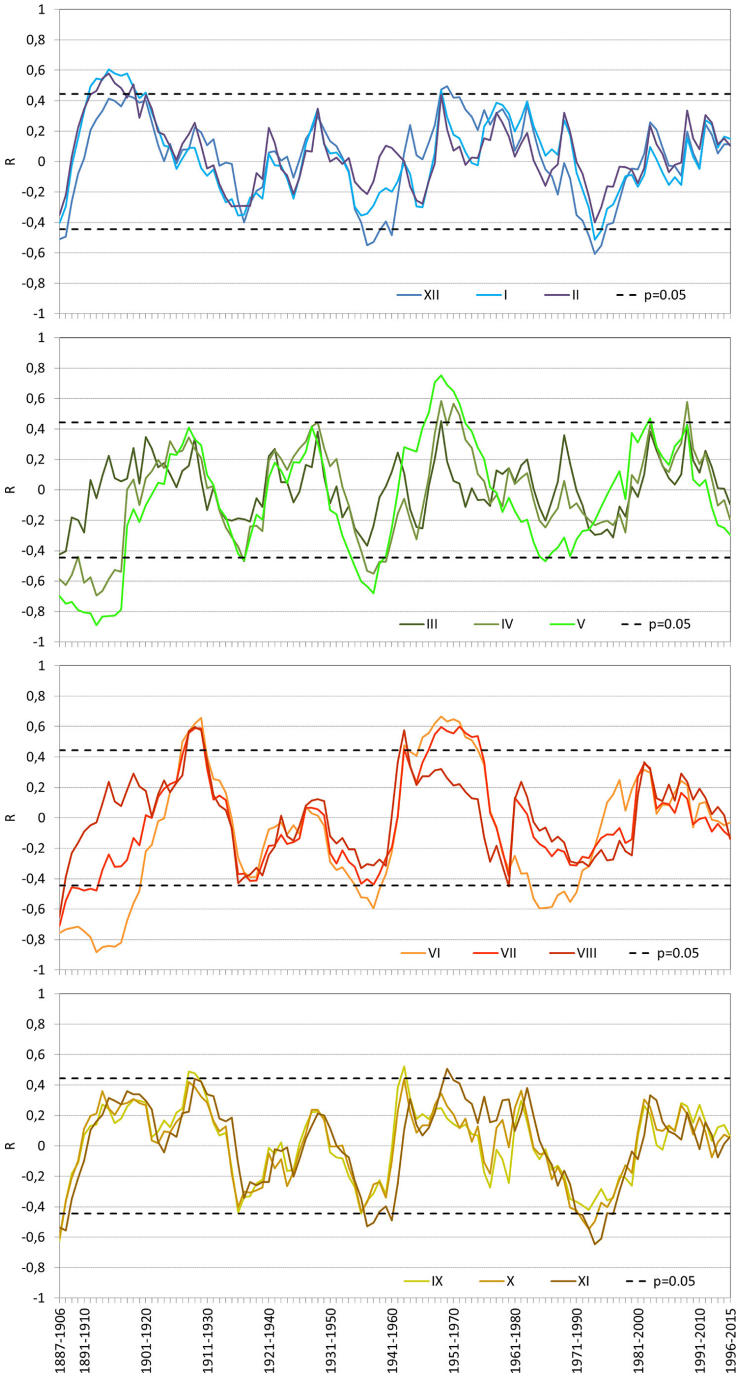


Ryc. 5. Zmiany kierunku i siły tendencji zmian stanów charakterystycznych i amplitud stanów jeziora Gopło w 20-letnich podokresach w wieloleciu 1887–2015

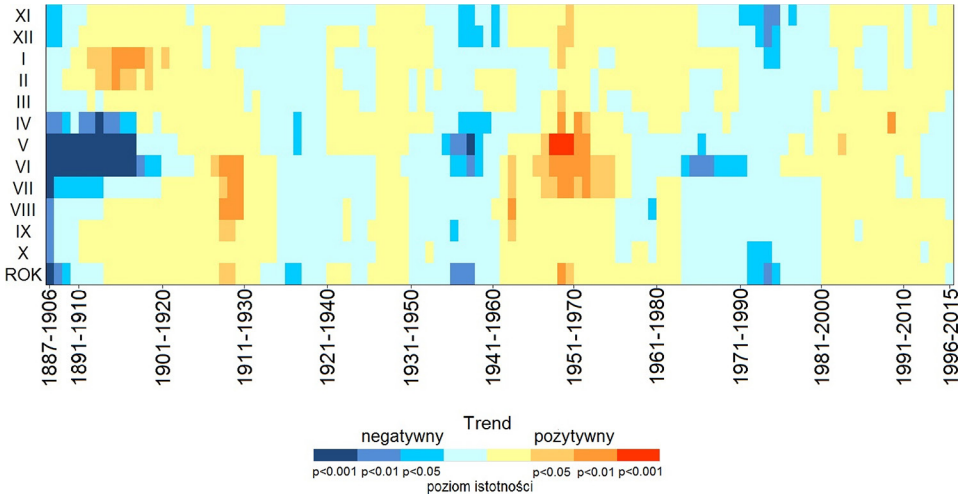
60., gdy dominowały trendy negatywne, w maju, a zwłaszcza w czerwcu silnie statystycznie istotne ($p < 0,01$). Sytuacja taka przedłużyła się do początku lat 70.

Trendy stanów rozpoczynające się od tego roku we wszystkich miesiącach były negatywne, a istotnie negatywne tendencje wykazywały stany jeziora od października do stycznia. Po roku 1980 miała miejsce ostatnia zmiana kierunku trendów. W okresach rozpoczynających się od roku 1980 stany wody jeziora wykazały generalnie w większości miesięcy trendy dodatnie, jednak tylko sporadycznie statystycznie istotne (w kwietniu i maju).

Z analizy średnich stanów miesięcznych w 20-letnich podokresach wynika, że rozkład stanów wody w cyklu rocznym w latach 1887–2015 ulegał dość wyraźnym zmianom (ryc. 8A). Zasadniczo nie zmieniał się jednak kwietniowy termin pojawiania się średnich maksymalnych stanów wody, choć jego wielkość już się wahała od 245 do ponad 260 cm. Minimalne stany miesięczne Gopła występowały najczęściej pod koniec roku hydrologicznego we wrześniu i październiku i wynosiły od 195 do 225 cm. Duże zmiany stanów w cyklu rocznym zaobserwowano na początku badanego wielolecia, na przełomie XIX i XX w., zwłaszcza w miesiącach zimowych oraz wiosenno-letnich (V–VI) – ryc. 8B. Stany w styczniu i lutym wykazały wówczas ujemne, a w maju i czerwcu dodatnie, istotne statystycznie (odpowiednio $p < 0,01$ i $p < 0,001$) odchylenia od wartości przeciętnych z lat



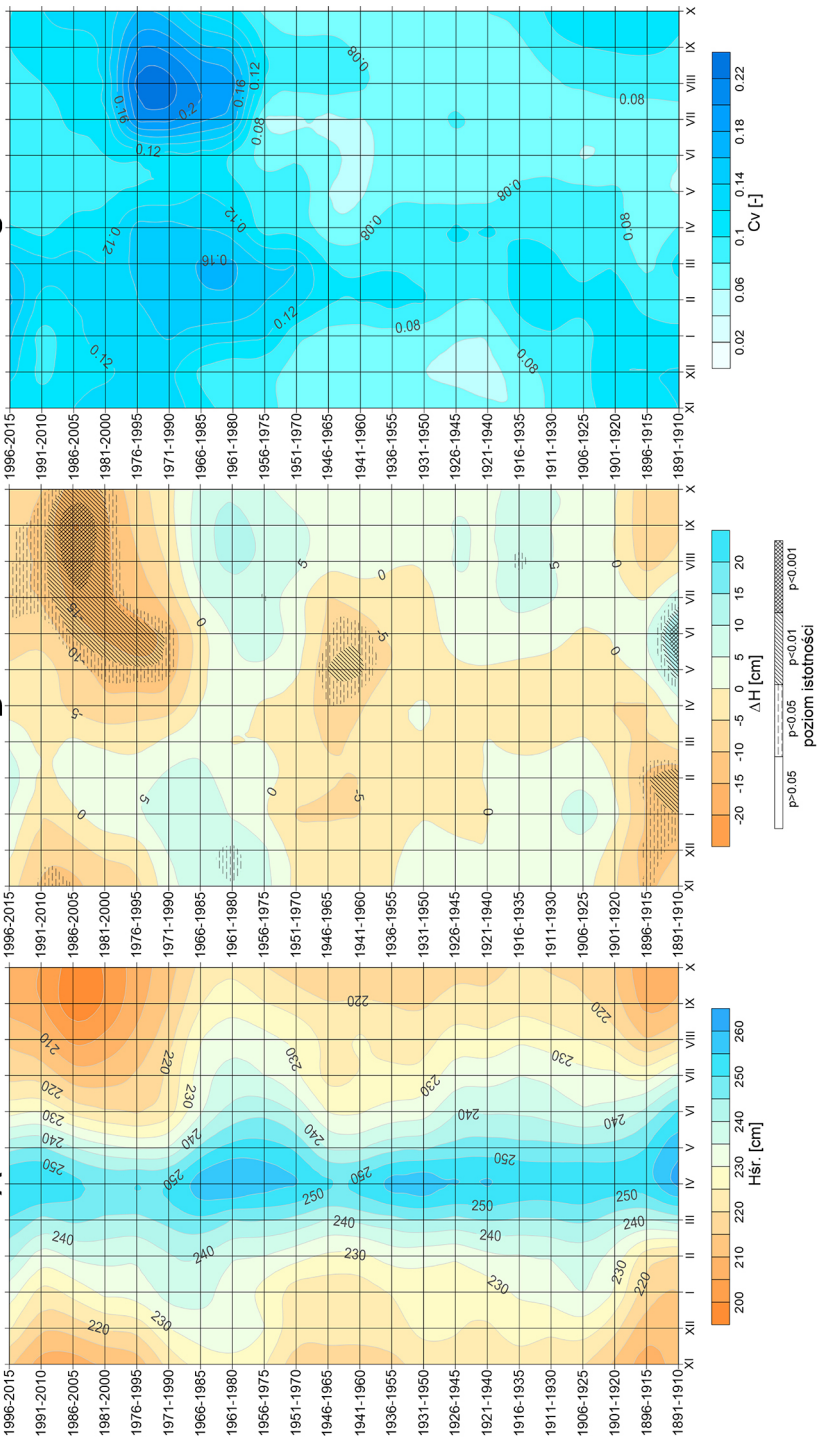
Ryc. 6. Zmiany kierunku i siły tendencji zmian stanów miesięcznych i rocznych jeziora Gopło w 20-letnich podokresach w wieloleciu 1887–2015



Ryc. 7. Istotność statystyczna trendów stanów miesięcznych i rocznych jeziora Gopło w 20-letnich podokresach w wieloleciu 1887–2015

1887–2015. Istotne różnice odnotowano także w latach 40. XX w. od listopada do lipca. Stany były wówczas wyraźnie niższe niż przeciętnie, a od kwietnia do czerwca różnica była istotna statystycznie, w maju nawet na poziomie $p < 0,01$. Natomiast w latach 60. stany przez cały rok wykazywały pozytywne odchylenia od wartości przeciętnych z lat 1887–2015 (ryc. 8B). Stany były wyższe niż przeciętnie, jednak istotną statystycznie ($p < 0,05$) różnicę stwierdzono tylko w przypadku stanów w grudniu. Do największych zmian reżimu stanów wody jeziora Gopło dochodziło od lat 80. XX w. Największe ujemne odchylenia stanów obserwowano w miesiącach półrocza letniego, od maja do października, z maksimum około 20 cm we wrześniu, a zaobserwowane różnice były statystycznie bardzo istotne ($p < 0,001$).

Istotną cechą reżimu hydrologicznego jezior jest także zmienność stanów wody zbiornika. Jego wielkości wskazują, że zmienność stanów miesięcznych jeziora Gopło w badanych podokresach nie była duża. Zaznaczają się jednak okresy, gdy wyraźnie wzrastała. Działo się tak, gdy w analizowanych podokresach znalazły się zarówno lata o wysokich, jak i niskich wartościach stanów wody. Najpowszechniejsze było to w marcu, miesiącu z przełomu zimy i wiosny. Przez całe wielolecie w tym miesiącu obserwowano zwiększoną zmienność stanów wody (ryc. 8C). Także w miesiącach zimowych odnotowano wzrost zmienności stanów. Wynika to z warunków meteorologicznych zim. W okresie surowej zimy zasilanie jeziora zmniejsza się, a w konsekwencji obniżeniu ulegają stany. Natomiast w czasie ciepłych zim, ze śródzimowymi odwilżami, stany są znacznie wyższe niż przeciętnie. Z reguły zmienność stanów wody w miesiącach letnich była najmniejsza, jednak od lat 60. stany jeziora Gopło znacząco zwiększyły swoją zmienność. Jedną z przyczyn tego wzrostu było włączenie do analizy lat 1961–1980, okresu najbardziej wilgotnego w całym wieloleciu 1887–2015, o wyraźnie wyższych niż przeciętnie stanach wody.



Ryc. 8. Stany średnie jeziora Gopło w 20-letnich podokresach (A), ich odchylenia od wartości przeciętnych z lat 1887–2015 (ΔH) i statystyczna istotność – p (B) oraz zmienność stanów – Cv (C)

Podsumowanie i wnioski

Wieloletnie zmiany stanów wody w jeziorach to skomplikowany proces, na który wpływa wiele czynników. Wskazują na to różne kierunki i siła obserwowanych trendów stanów wody jezior w północnej Polsce (Wrzesiński, Ptak 2016). Do najważniejszych przyczyn wieloletnich zmian stanów wody jezior zalicza się czynniki bezpośrednie, meteorologiczne, takie jak wysokość opadów decydująca o wielkości zasilania, czy pośrednie, np. temperatura powietrza, decydująca o stratach wody na parowanie. Zmiany elementów meteorologicznych wynikają z kolei zarówno ze zmienności warunków klimatycznych wywołanych np. zmieniającym się natężeniem makroskalowych typów cyrkulacji, głównie tych klimatotwórczych dla obszaru Polski, np. Oscylacji Północnoatlantyckiej, jak i ze zmiany klimatu. Dla wahań stanów wody jezior istotne znaczenie mają także indywidualne cechy jezior, ich morfometria i relacje ze zlewnią. Jednak do najbardziej jaskrawych zmian stanów jezior dochodzi w wyniku oddziaływania człowieka (głównie poprzez stawianie zabudowy hydrotechnicznej, melioracje czy pobór wody). W przypadku jezior w Polsce czynnik antropogeniczny uznawany jest za istotnie modyfikujący naturalny cykl zmian stanów wody (Górniak, Piekarski 2002). Wiek XVIII i XIX to okres wielkich prac melioracyjnych, które przyczyniły się do znacznego obniżenia poziomu wody w wielu jeziorach (Kaniecki 1991) lub doprowadziły do ich całkowitego zaniku (Ptak i in. 2013).

Wyniki badań jeziora Gopło w analizowanym wieloleciu wskazują na obniżenie jego poziomu, zwłaszcza w miesiącach letnio-jesiennych. Należy zwrócić uwagę, że w wieloleciu 1887–2015 zaznaczają się podokresy zarówno o trendach negatywnych, jak i pozytywnych stanów wody, często statystycznie istotnych. Z wcześniejszych badań wynika, że w zależności od analizowanego okresu uzyskiwane są różne rezultaty – z dominacją trendów dodatnich (m.in. Dąbrowski 2004, Wrzesiński, Ptak 2016) czy trendów ujemnych (np. Skibniewski 1954, Pasławski 1973, Chojnowski 1992). Badania te, choć obejmowały różną liczbę jezior, a serie obserwacyjne stanów wody pochodziły z różnych przedziałów czasowych, wskazują na pewną cykliczność w zmianach poziomów wody w jeziorach, czego potwierdzeniem jest przedstawiona w pracy analiza trendów stanów jeziora Gopło w 20-letnich podokresach wielolecia 1887–2015. Do wieloletnich zmian mogą się przyczyniać zmiany natężenia Oscylacji Północnoatlantyckiej, ale przede wszystkim zmiany antropogeniczne, które od dziesięcioleci są obserwowane w zlewni jeziora. W ostatnich latach szczególnie silnie wpływają na reżim górnej Noteci prace odwodnieniowe związane z funkcjonowaniem odkrywek węgla brunatnego Lubstów i Tomisławice (Woźniak 2017). Kolejny etap analizy zmian stanów wody jeziora Gopło w tak długim okresie powinien uwzględnić szczegółowe badania uwarunkowań meteorologicznych wynikających ze zmian i zmienności warunków klimatycznych oraz wpływu antropopresji na zmiany reżimu stanów wody jeziora.

Literatura

Bajkiewicz-Grabowska E., 2001, Trends in water level changes in the lakes of North--eastern Poland, Limnological Review, 1: 3–14.
Banasik K., Hejduk L., Hejduk A., Kaznowska E., Banasik J., Byczkowski A., 2013, Wieloletnia zmienność odpływu z małej zlewni rzecznej w regionie Puszczy Kozienickiej, Sylwan, 157, 8: 578–586.
Bianduo, Bianbaciren, Li L., Wang W., Zhaxiyangzong, 2009, The response of lake change to climate fluctuation in northern Qinghai-Tibet Plateau in last 30 years, Journal of Geographical Sciences, 19: 131–142.
Borowiak D., 2000, Reżimy wodne i funkcje hydrologiczne jezior Niżu Polskiego, Katedra Limnologii UG, Gdańsk.
Chlost I., Cieśliński R., 2005, Change of level of waters Laske Łebsko, Limnological Review, 5: 17–26.
Choiński A., 2006, Katalog jezior Polski, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
Choiński A., 2007, Limnologia fizyczna Polski, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
Choiński A., Jańczak J., Ptak M., 2020, Wahania poziomów wody jezior w Polsce w latach, 1956–2015, Przegląd Geograficzny, 92, 1: 41–54.
Choiński A., Ławniczak A., Ptak M., 2016, Changes in water resources of Polish lakes as influenced by natural and anthropogenic factors, Polish Journal of Environmental Studies, 25, 5: 1883–1890.
Choiński A., Ptak M., 2019, Morfometria jezior, [w:] A. Choiński (red.), Wody Wielkopolski. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 235–246.
Choiński A., Ptak M., Plewa K., 2019, Wahania stanów wody, [w:] A. Choiński (red.), Wody Wielkopolski, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 246–260.
Chojnowski S., 1992, Czy susza dotknęła też jeziora?, Gazeta Obserwatora IMGW, 4–6: 7–11.
Dąbrowski M., 2001, Anthropogenic changes in the hydrographic system of Great Mazurian Lakes, Limnological Review, 1: 49–56.
Dąbrowski M., 2002, Changes in the water level of lakes in northeastern Poland, Limnological Review, 2: 85–92.
Dąbrowski M., 2004, Trends in changes of lake water levels in the Pomerania Lakeland, Limnological Review, 4: 75–80.
Dąbrowski M., Węglarczyk S., 2005, Cyclical nature of fluctuations in the levels of lakes of Northern Poland, Limnological Review, 5: 61–67.
Dorożyński R., Skowron R., 2002, Changes of the basin of Lake Gopło caused by melioration work in the 18th and, 19th centuries, Limnological Review, 2: 93–102.
Górniak A., Piekarski K., 2002, Seasonal and Multiannual Changes of Water Levels in Lakes of Northeastern Poland, Polish Journal of Environmental Studies, 11, 4: 349–354.
Jańczak J., Choiński A., 1988, Wahania poziomów wody wybranych jezior Polski w latach, 1956–1985, [w:] Z. Churski (red.), Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior i mokradeł w Polsce, Wyd. UMK, Toruń.
Jańczak J., 1991, Fizyczno-geograficzna typologia i ocena jezior na przykładzie Pojezierza Wielkopolskiego. Materiały Badawcze IMGW, Seria: Hydrologia i Oceanografia, 15.
Jańczak J., 1996, Atlas jezior Polski, t. 1, Jeziora Pojezierza Wielkopolskiego i Pomorskiego w granicach dorzecza Odry, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
Jańczak J., 1997, Atlas jezior Polski, t. 2, Jeziora zlewni rzek Przymorza i dorzecza dolnej Wisły, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
Jańczak J., 1999, Atlas jezior Polski, t. 3, Jeziora Pojezierza Mazurskiego i Polski południowej, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.

Juśkiewicz W., 2013, Próba modelowania prędkości przepływu wody oraz rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń w jeziorze Gopło, Landform Analysis, 25: 21–27.
Kaniecki A., 1991, Problem odwodnienia Niziny Wielkopolskiej w ciągu ostatnich, 200 lat i zmiany stosunków wodnych, [w:] A. Kosturkiewicz (red.), Ochrona i racjonalne wykorzystanie zasobów wodnych na obszarach rolniczych w regionie Wielkopolski, PAN, Urząd Wojewódzki, Poznań, s. 73–80.
Kaniecki A., Baczyńska A., Gogołek A., 2003, Komentarz do Mapy Hydrograficznej w skali 1:50 000. Arkusz N-34-121-B Piotrków Kujawski, Główny Geodeta Kraju, Warszawa
Konatowska M., Rutkowski P., 2008, Zmiany powierzchni i poziomu lustra wody Jeziora Kamińsko (Nadleśnictwo Doświadczalne Zielonka) na przestrzeni ostatnich 150 lat, Studia i Materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej, 10, 2: 18.
Kornaś M., 2018, Wpływ piętrzenia jezior na zmiany zasobów i jakości wód w Polsce północno-zachodniej (maszynopis), Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń.
Li X.-Y., Xu H.-Y., Sun Y.-L., Zhang D.-S., Yang Z.-P., 2007, Lake-level change and water balance analysis at lake Qinghai. West China during recent decades, Water Resources Management, 21, 9: 1505–1516.
Marszelewski W., Skowron R., 2011, Związki między odwodnieniem odkrywki Tomisławice a wybranymi elementami ustroju hydrologicznego jeziora Gopło, Roczniki Gleboznawcze, 62, 2: 273–282.
Michalczyk Z., Chmiel S., Turczyński M., 2011, Lake water stage dynamics in the Łęczna–Włodawa Lake District in, 1991–2010, Limnological Review, 11, 3: 113–122.
Oren A., Plotnikov I.S., Sokolov S.S., Aladin N.V., 2010, The Aral Sea and the Dead Sea: Disparate lakes with similar histories, Lakes and Reservoirs, Research and Management, 15, 3: 223–236.
Pasławski Z., 1972, Wieloletnie wahania i tendencje zmian poziomu wód jezior odpływowych w Polsce Północnej, Przegląd Geofizyczny, 17: 249–259.
Pasławski Z., 1973, Long-term fluctuations and trends in water level changes in the outflow lakes in northern Poland, Hydrological Sciences Bulletin, 18, 3: 295–301.
Pasławski Z., Błaszczyk B., 1970, Charakterystyka hydrologiczna i bilans wodny Jeziora Gopło, Przegląd Geofizyczny, 15, 3: 251–266.
Plewa K., 2019, Reżim stanów wody jezior, [w:] A. Choiński (red.), Wody Wielkopolski, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 260–274.
Plewa K., Perz A., Wrzesiński D., 2019, Links between Teleconnection Patterns and Water Level Regime of Selected Polish Lakes, Water, 11, 7: 1330.
Plewa K., Wrzesiński D., 2017, Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na zmiany stabilności reżimu stanów wody jezior w Polsce, Badania Fizjograficzne, A, A68: 127–138.
Ptak M., 2015, Odtworzenie nieistniejących jezior jako element zwiększania retencji leśnej i pozaprodukcyjnych funkcji lasu, Sylwan, 159: 05.
Ptak M., Choiński A., Strzelczak A., Targosz A., 2013, Disappearance of lake Jelenino since the end of XVIII century as an effect of anthropogenic transformations of natural environment, Polish Journal of Environmental Studies, 22, 1:, 191–196.
Radziejewski M., Kundzewicz Z.W., 2002, Hydrospect – program do wykrywania zmian w danych hydrologicznych, [w:] Z.W. Kundzewicz, M. Radziejewski (red.), Detekcja zmian klimatu i procesów hydrologicznych, Wyd. Sorus. Poznań.
Schindler D.W., 1971, A hypothesis to explain differences and similarities among lakes in experimental Lake area Northwestern Ontario, Journal of the Fisheries Research Board of Canada, 28, 2: 295–301.
Singh C.R., Thompson J.R., French J.R., Kingston D.G., MacKay A.W., 2010, Modelling the impact of prescribed global warming on runoff from headwater catchments of the

Irrawaddy River and their implications for the water level regime of Loktak Lake, northeast India, Hydrology and Earth System Sciences, 14, 9: 1745–1765.
Skibniewski L., 1954. Wahania poziomów zwierciadła wody większych jezior Pojezierza Pomorskiego i Mazurskiego, Przegląd Meteorologiczny, VII, 3–4.
Volchak A., Choiński A., Kirviel I., Parfomuk S., 2017, Spectral analysis of water level fluctuations in Belarusian and Polish lakes, Bulletin of Geography, Physical Geography Series, 12, 1: 51–58.
Węglarczyk S., 2009, On the stationarity of extreme levels of some Polish lakes, I Preliminary results from statistical test, Limnological Review, 9, 2–3: 129–138.
Woś A., 2010, Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań
Woźniak A., 2017, Wpływ odkrywek węgla brunatnego „Lubstów" i Tomisławice KWB „Konin" na zmiany odpływu rzecznego w zlewni górnej Noteci, praca magisterska, Archiwum Zakładu Hydrologii i Gospodarki Wodnej. WNGiG UAM, Poznań.
Wrzesiński D., 2009, Tendencje zmian przepływu rzek Polski w drugiej połowie XX wieku, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 60: 147–160.
Wrzesiński D., Ptak M., 2016, Water level changes in Polish lakes during, 1976–2010, J. Geogr. Sci., 26, 1: 83–101.
Wrzesiński D., Ptak M., 2017, An investigation of water level fluctuations in Polish lakes in various phases of the winter North Atlantic Oscillation, Geology, Geophysis and Environment, 43, 2: 151–163.
Wrzesiński D., Ptak M., Plewa K., 2018, Effect of the North Atlantic Oscillation on water level fluctuations in lakes of northern Poland, Geographia Polonica, 91, 2: 243–259.
Zhuang C., Ouyang Z., Xu W., Bai Y., Zhou W., Zheng H., Wang X., 2011, Impacts of human activities on the hydrology of Baiyangdian Lake. China, Environmental Earth Sciences, 62, 7: 1343–1350.

Aleksandra Czuchaj, Aleksandra Krawiec, Filip Wolny, Dariusz Wrzesiński, Sara Karpińska, Szymon Świątek

Cyrkulacyjne uwarunkowania nagłych spadków temperatury wody morskiej na polskim wybrzeżu Bałtyku

Zarys treści: W pracy przedstawiono wyniki analiz zmian temperatury wody morskiej (TWM) na polskim wybrzeżu Bałtyku. W tym celu wykorzystano dane obserwacyjne temperatury dobowej z lat 1961–2010 z pięciu posterunków mareograficznych: w Świnoujściu, Międzyzdrojach, Kołobrzegu, Władysławowie oraz Helu. Na podstawie danych rozpoznano przypadki nagłych dobowych spadków temperatury wody, tj. o co najmniej 5°C. Ponadto ustalono warunki cyrkulacyjne poprzedzające zaobserwowane spadki. Dla większości analizowanych serii średniej miesięcznej, sezonowej i rocznej temperatury wody morskiej stwierdzono trend dodatni. Ustalono, że nagłe spadki TWM występują wyłącznie od kwietnia do września. Najwięcej przypadków zaobserwowano w Kołobrzegu, a więc głównym obszarze występowania upwellingu w Polsce. Najmniej przypadków wystąpiło w Świnoujściu oraz Międzyzdrojach – rejonach charakteryzujących się silną dynamiką wód oraz niewielkimi głębokościami akwenów. W okresach poprzedzających spadki TWM najczęściej obserwowano cyrkulację wschodnią, centralną wyżową oraz południową.

Słowa kluczowe: typy cyrkulacji atmosfery, reżim termiczny wody morskiej, zmiany dobowe, trend, test Manna-Kendalla

Wprowadzenie

Temperatura wody morskiej, podobnie jak temperatura powietrza, jest w dużej mierze zależna od warunków cyrkulacyjnych i solarnych. Ze względu na lokalizację Polski w strefie umiarkowanych szerokości geograficznych, warunki te charakteryzują się wyraźną sezonowością, powiązaną z czterema głównymi porami roku. Wiosną i latem wody strefy przybrzeżnej są cieplejsze niż otwarte wody Bałtyku, natomiast jesienią i zimą – chłodniejsze. Prawidłowość ta wynika z faktu, że

ACz, AK, SK, SzŚ – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Studenckie Koło Naukowe Geografów
e-mail: aleksandraczuchaj1@gmail.com
FW, DW – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego

niewielka głębokość przybrzeżnej strefy Bałtyku sprzyja szybszemu nagrzewaniu się, ale także oddawaniu ciepła. Różnica temperatury wody morskiej pomiędzy latem i zimą u polskich brzegów Bałtyku sięga 15°C (Girjatowicz 2014).

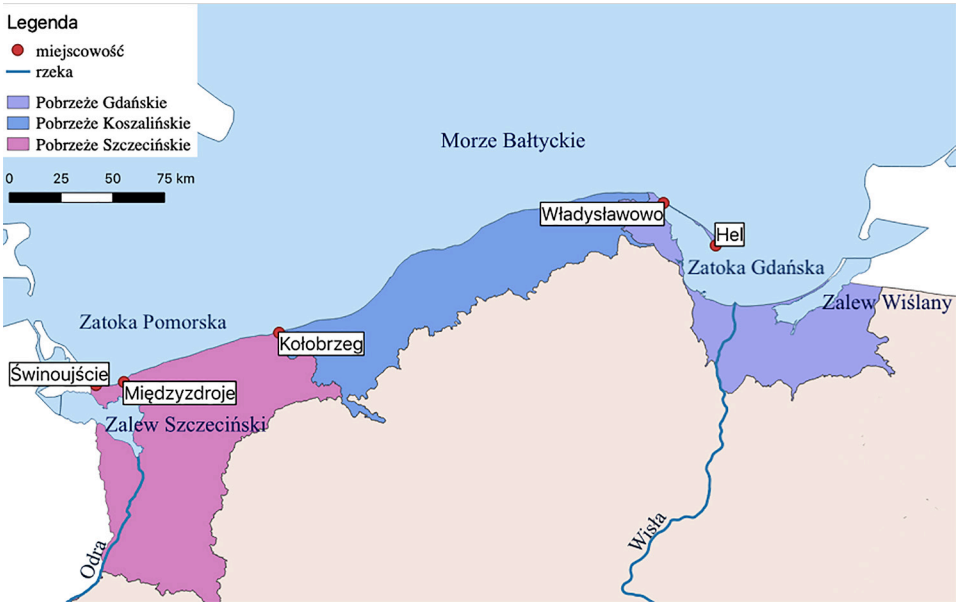
Badania warunków termicznych wód południowego Bałtyku wykazują stały wzrost temperatury wody (von Storch i in. 2005, Zblewski 2007, IMGW 2014). Ocena wpływu zmian klimatu na strefę polskiego wybrzeża przeprowadzona w 2014 r. przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej wykazała dodatni trend temperatury wody. Prognozuje się do 2030 r. wzrost minimalnej i średniej temperatury wody o 0,04°C, a temperatury maksymalnej o 0,02°C. Zblewski (2007) z kolei zaobserwował silny, istotny statystycznie wzrost temperatury wody morskiej na południowym Bałtyku późną zimą i na wiosnę. Jako główną przyczynę tych zmian wskazał bezpośrednie oddziaływanie zimowych warunków atmosferycznych na powierzchnię morza. Wzrost temperatury wody morskiej spowodowany został przez zwiększony napływ ciepłych i wilgotnych mas powietrza nad południowy Bałtyk, co zmniejszyło pobór ciepła z wód. Jednocześnie szybsze tempo zmian warunków termicznych na południowym Bałtyku wykazali von Storch i in. (2005).

Wpływ warunków cyrkulacyjnych na wody Bałtyku badał m.in. Girjatowicz (2003). Skupił się przede wszystkim na wpływie Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) oraz analizie temperatury w miesiącach zimowych. Girjatowicz wykazał istotne statystycznie związki średniej miesięcznej temperatury wody z miesięcznym wskaźnikiem NAO zimą i wiosną (od grudnia do marca). Badania termiki w lecie skupiają się przede wszystkim na zjawisku upwellingu, które polega na podnoszeniu dolnej chłodniejszej warstwy wody, aż zastąpi ona warstwę powierzchniową (Urbański 1995, Leppäranta i in. 2009). Ogólnie przyjmuje się, że zjawisko to generowane jest przez transport morski Ekmana w warstwie powierzchniowej spowodowany wiatrem wiejącym od wybrzeża (Jankowski 2002). Badania upwellingu skupiają się na analizie warunków cyrkulacyjnych (Bednorz i in. 2013, 2019, Wieprzycki 2019) oraz detekcji i modelowaniu tego zjawiska (Urbański 1995,; Jankowski 2002, Kowalewski 2005, Kowalewski i in. 2005, Krężel i in. 2005, Lehmann i in. 2012, Cupiał 2016).

Celem badań jest: analiza zmian temperatury wody morskiej u polskich brzegów Bałtyku w okresie 1961–2010 oraz wyznaczenie przypadków nagłych dobowych spadków temperatury wody, tj. o co najmniej 5°C, a także ustalenie warunków cyrkulacyjnych poprzedzających zaobserwowane spadki.

Materiał źródłowy i metody badań

W pracy wykorzystano serie dobowej temperatury wody morskiej w latach 1961–2010 z pięciu posterunków mareograficznych na polskim wybrzeżu: w Świnoujściu, Międzyzdrojach, Kołobrzegu, Władysławowie oraz Helu, pochodzące ze zbioru danych IMGW-PIB (ryc. 1).



Ryc. 1. Położenie posterunków mareograficznych na tle regionalizacji Polski Kondrackiego (2009)

Dla ustalenia warunków cyrkulacyjnych wykorzystano typy cyrkulacji z Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK) oraz klasyfikację Grosswettertypen (GWT) i Grosswetterlagen (GWL) z Deutscher Wetterdienst (Werner 2010). W klasyfikacji tej wyróżniono 11 typów cyrkulacji (tab. 1).

Tabela 1. Typy cyrkulacji według klasyfikacji Grosswettertypen (GWT) i Grosswetterlagen (GWL) z Deutscher Wetterdienst (Werner 2010)

Typ cyrkulacji	
W	cyrkulacja zachodnia
SW	cyrkulacja południowo-zachodnia
S	cyrkulacja południowa
SE	cyrkulacja południowo-wschodnia
E	cyrkulacja wschodnia
NE	cyrkulacja północno-wschodnia
N	cyrkulacja północna
NW	cyrkulacja północno-zachodnia
CH	cyrkulacja centralna wyżowa
CL	cyrkulacja centralna niżowa
SU	sytuacja nieokreślona

W celu określenia warunków termicznych wody morskiej w polskiej strefie przybrzeżnej Bałtyku uzyskane dane poddano analizie statystycznej. Na podstawie średniej dobowej temperatury wody morskiej (TWM) obliczono średnie, maksymalne i minimalne miesięczne temperatury w odniesieniu do wielolecia 1961–2010, zarówno dla poszczególnych miesięcy, sezonów, jak i całego roku. Ponadto obliczono zmienność średniej miesięcznej temperatury wody morskiej, stosując współczynnik zmienności *Cv*, obliczony ze wzoru:

$$Cv = \frac{\sigma}{\overline{x}} \tag{1}$$

gdzie: σ – odchylenie standardowe z próby, $\overline{x}$ – średnia arytmetyczna z próby, a także przeprowadzono test Manna-Kendalla w celu ustalenia trendów temperatury oraz ich istotności statystycznej (Węglarczyk 2010).

Test Manna-Kendalla można stosować w przypadku, gdy wartości szeregu czasowego x_i spełniają założenia modelu:

$$x_i = f(t) + \varepsilon_i \tag{2}$$

w którym $f(t)$ jest ciągłą rosnącą lub malejącą funkcją czasu, natomiast pozostałości ε_i należy traktować jako pochodzące z tego samego rozkładu o średniej równej 0. Zakłada się zatem, że odchylenie od rozkładu jest stałe w czasie. Statystka S testu Manna-Kendalla obliczana jest przy użyciu następującego wzoru:

$$\sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^{n} sgn(x_j - x_k) \tag{3}$$

gdzie x_j and x_k są zbiorami danych ułożonych w postaci szeregów czasowych w odpowiadających im momentach czasowych j i k, gdzie $j > k$, oraz:

$$(x_j - x_k) = \begin{cases} 1 \text{ jeśli } x_j - x_k > 0 \\ 0 \text{ jeśli } x_j - x_k = 0 \\ -1 \text{ jeśli } x_j - x_k < 0 \end{cases} \tag{4}$$

Trend rosnący lub malejący jest charakteryzowany przez dodatnią lub ujemną wartość Z. Aby ją uzyskać, należy najpierw obliczyć wariancję S z równania (4), które uwzględnia istnienie następujących zależności:

$$VAR(S) = \frac{1}{18}\left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^{q} t_p\,(t_p - 1)(2t_p + 5) \right] \tag{5}$$

gdzie q jest liczbą powiązanych grup, natomiast t_p jest liczbą danych w p-tej grupie. Na podstawie S oraz $VAR(S)$ oblicza się wartość Z w następujący sposób:

$$Z = \begin{cases} \dfrac{S-1}{\sqrt{VAR(S)}} & \text{jeśli } S > 0 \\ 0 & \text{jeśli } S = 0 \\ \dfrac{S+1}{\sqrt{VAR(S)}} & \text{jeśli } S < 0 \end{cases} \tag{6}$$

Następnie weryfikowana jest hipoteza zerowa H_0 o braku trendu w celu jej przyjęcia lub odrzucenia. Obserwacje x_i ułożone są chronologicznie, w przeciwieństwie do alternatywnej hipotezy H_1, w której występuje rosnący lub malejący trend monotoniczny. Statystyka Z jest obliczana przy założeniu, że wszystkie szeregi czasowe są dłuższe niż 10 ($n > 10$). Podlega ona rozkładowi normalnemu, a wartość bezwzględna Z może być porównana ze zsumowanym rozkładem normalnym w celu stwierdzenia, czy na określonym poziomie istotności występuje trend monotoniczny. Na potrzeby pracy istotność statystyczna została określona w trójstopniowej skali.

Ustalenia cyrkulacyjnych uwarunkowań zmian dobowej temperatury wody morskiej przeprowadzono w kilku etapach:

- określono termin wystąpienia dnia „0", w którym zaobserwowano spadek temperatury z dnia na dzień o co najmniej 5°C;
- dla każdego dnia „0" oraz siedmiu dni poprzedzających określono typ cyrkulacji atmosferycznej;
- określono podstawowe statystyki: liczbę przypadków wystąpienia gwałtownych spadków temperatury wody morskiej, udziały poszczególnych typów cyrkulacji dla każdego analizowanego dnia w wybranych posterunkach mareograficznych oraz główne typy cyrkulacji warunkujące wystąpienie gwałtownych spadków temperatury.

Obszar badań

Świnoujście oraz Międzyzdroje znajdują się w obrębie Zatoki Pomorskiej. Ukształtowanie strefy przybrzeżnej cechuje się łagodnym spadkiem – izobata dziesięciometrowa przebiega niemal równolegle do linii brzegowej w odległości 1,8–3,7 km, zaś głębokość zatoki nie przekracza 15 m. Kołobrzeg zlokalizowany jest na pograniczu Pobrzeża Koszalińskiego i Szczecińskiego, przy ujściu Parsęty do Morza Bałtyckiego. Skłon brzegowy w tej okolicy jest łagodnie nachylony, izobata dziesięciometrowa przebiega w odległości 700 m do 2 km od linii brzegowej.

Władysławowo położone jest u nasady Półwyspu Helskiego, na którego wschodnim krańcu, tzw. Cyplu Helskim, znajduje się posterunek mareograficzny w Helu. Mierzeja Helska zbudowana jest przede wszystkim z osadów piaszczystych i żwirowych, przechodzi ona w strome zbocze pod powierzchnią wody. Bałtyk w rejonie Półwyspu Helskiego charakteryzuje się głębokościami do kilkudziesięciu metrów, występującymi w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu. Odróżnia go to od pozostałych części polskiego wybrzeża, gdyż zwykle głębokości w pobliżu brzegu sięgają od kilku do kilkunastu metrów (Choiński 2011).

Najwyższa średnia roczna temperatura powietrza występuje w Kołobrzegu (9,2°C). Stosunkowo wysoką temperaturę notuje się także w zachodniej części polskiego wybrzeża – w Świnoujściu (9,0°C) oraz Międzyzdrojach (8,8°C). Natomiast rejon Półwyspu Helskiego cechuje się znacznie niższą średnią roczną temperaturą, która we Władysławowie wynosi 7,5°C, a w Helu 7,7°C. Najniższa średnia miesięczna temperatura występuje w styczniu lub w lutym, najwyższa

natomiast w lipcu. Zimą najchłodniej jest w Kołobrzegu (–4,4°C w styczniu), natomiast najcieplej w Helu (–3,3°C w lutym). Latem tendencja ta jest odwrotna – w lipcu najcieplej jest w Kołobrzegu (23,9°C), a najchłodniej w Helu (21,2°C).

Najniższa średnia roczna suma opadów charakteryzuje miasta znajdujące się przy Zatoce Pomorskiej – Świnoujście (544 mm) oraz Międzyzdroje (542 mm). Wyższe opady obserwuje się w pobliżu Półwyspu Helskiego, w Helu średnia roczna suma opadów wynosi 573 mm, natomiast we Władysławowie – 581 mm. Spośród wybranych do analizy miast najwyższą roczną sumą opadów cechuje się Kołobrzeg (609 mm).

Wyniki badań

Termika wody morskiej na polskim wybrzeżu

Średnia roczna temperatura wody morskiej na analizowanych posterunkach w wieloleciu 1961–2010 była zróżnicowana przestrzennie od 8,6°C we Władysławowie do 9,8°C w Świnoujściu (tab. 2). Zauważono, że temperatura wody morskiej spadała od Świnoujścia w kierunku wschodnim, do Kołobrzegu i Władysławowa, a następnie wzrastała w Helu. Warto zwrócić uwagę, że najmniejsze różnice temperatury wody morskiej pomiędzy poszczególnymi posterunkami występowały w lutym i marcu (w obu przypadkach 0,4°C), zaś największe w maju i czerwcu (po 3,7°C).

Przebieg maksymalnej rocznej temperatury wody morskiej wzdłuż wybrzeża odzwierciedlał rozkład średniej rocznej TWM (tab. 3). We Władysławowie maksymalna temperatura miesięczna, z wyjątkiem miesięcy zimowych, była najniższa. Wiosną i latem najwyższe temperatury maksymalne notowano w Świnoujściu lub Międzyzdrojach, natomiast jesienią i zimą w Helu. Najmniejsze różnice maksymalnej temperatury wody morskiej pomiędzy poszczególnymi posterunkami wystąpiły w listopadzie i lutym (1,0°C), zaś największe – w kwietniu (7,2°C). Maksymalną TWM odnotowano w Świnoujściu w sierpniu (26,1°C).

Na analizowanych posterunkach mareograficznych minimalna roczna temperatura była prawie jednakowa (różnica 0,1°C), a w grudniu nie wykazała żadnego zróżnicowania (tab. 4). Najniższą minimalną temperaturę odnotowano w Kołobrzegu w styczniu (–0,6°C). Największa różnica temperatury minimalnej wyniosła 7,0°C i została zaobserwowana między Świnoujściem a Helem w czerwcu.

Średnia roczna temperatura wody morskiej na badanych posterunkach charakteryzowała się niewielką zmiennością, najwyższa była we Władysławowie (Cv = 0,078), a najniższa w Świnoujściu (Cv = 0,060) (tab. 5). Wyższą zmienność stwierdzono w przypadku temperatury miesięcznej od grudnia do marca. W Międzyzdrojach w styczniu i w lutym współczynnik ten wyniósł 1,000. Od kwietnia do listopada zmienność temperatury wody morskiej była mniejsza, a minimum zaobserwowano w lipcu w Kołobrzegu (Cv = 0,053).

Tabela 2. Średnia miesięczna, roczna i sezonowa TWM na posterunkach mareograficznych w wieloleciu 1961–2010

Posterunek	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Świnoujście	1,2	1,2	2,8	7,4	13,2	17,1	19,0	19,2	16,0	11,3	6,2	2,5	9,8	7,8	18,5	11,2	1,7
Międzyzdroje	1,2	1,1	2,8	6,6	11,6	16,1	18,4	18,7	15,8	11,2	6,3	2,7	9,4	7,0	17,8	11,1	1,7
Kołobrzeg	1,7	1,5	2,7	6,3	10,5	14,7	17,5	17,4	15,1	11,0	6,8	3,3	9,1	6,5	16,5	11,0	2,1
Władysławowo	1,4	1,2	2,5	5,8	9,5	13,4	17,1	17,3	14,7	10,5	6,4	3,1	8,6	5,9	16,0	10,5	1,9
Hel	2,0	1,5	2,4	5,1	9,5	14,0	17,6	18,5	15,9	11,9	7,6	4,1	9,2	5,6	16,7	11,8	2,5

Tabela 3. Maksymalna miesięczna, roczna i sezonowa TWM na posterunkach mareograficznych w wieloleciu 1961–2010

Posterunek	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Świnoujście	5,6	5,6	12,3	16,6	19,3	22,4	24,6	26,1	21,8	17,2	11,2	7,2	26,1	19,3	26,1	21,8	7,2
Międzyzdroje	6,6	6,2	10,0	19,3	19,3	24,3	26,0	25,9	21,6	17,3	10,9	7,8	26,0	19,3	26,0	21,6	7,8
Kołobrzeg	6,8	5,6	9,6	14,5	17,5	21,4	24,0	24,2	20,8	16,6	11,9	8,2	24,2	17,5	24,2	20,8	8,2
Władysławowo	6,1	5,5	6,8	12,1	16,0	18,8	22,8	22,9	19,9	15,6	11,0	7,7	22,9	16,0	22,9	19,9	7,7
Hel	6,2	5,2	6,4	15,0	19,2	22,2	25,6	23,8	22,0	17,6	11,7	8,7	25,6	19,2	25,6	22,0	8,7

Tabela 4. Minimalna miesięczna, roczna i sezonowa TWM na posterunkach mareograficznych w wieloleciu 1961–2010

Posterunek	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Świnoujście	–0,5	–0,4	–0,1	0,4	5,1	11,6	13,7	13,0	10,6	2,8	0,1	–0,5	–0,5	–0,1	11,6	0,1	–0,5
Międzyzdroje	–0,5	–0,5	–0,5	0,4	1,3	10,7	12,2	13,9	10,8	5,0	0,4	–0,5	–0,5	–0,5	10,7	0,4	–0,5
Kołobrzeg	–0,6	–0,5	–0,5	1,5	4,8	6,7	9,0	8,2	6,8	5,6	1,1	–0,5	–0,6	–0,5	6,7	1,1	–0,6
Władysławowo	–0,5	–0,4	–0,3	0,1	5,2	7,3	8,4	8,3	7,7	3,9	0,8	–0,5	–0,5	–0,3	7,3	0,8	–0,5
Hel	–0,5	–0,5	–0,3	0,4	3,2	4,6	11,1	14,0	11,3	5,4	1,8	–0,5	–0,5	–0,3	4,6	1,8	–0,5

Tabela 5. Zmienność miesięcznej, rocznej i sezonowej TWM na poszczególnych posterunkach mareograficznych w wieloleciu 1961–2010

Posterunek	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Świnoujście	0,878	0,890	0,585	0,181	0,093	0,063	0,073	0,059	0,071	0,099	0,166	0,459	0,060	0,138	0,045	0,068	0,434
Międzyzdroje	1,003	1,087	0,576	0,201	0,132	0,065	0,077	0,065	0,072	0,083	0,147	0,408	0,077	0,202	0,053	0,064	0,469
Kołobrzeg	0,801	0,842	0,512	0,171	0,107	0,074	0,053	0,083	0,060	0,097	0,135	0,371	0,072	0,163	0,050	0,060	0,421
Władysławowo	0,839	0,956	0,536	0,179	0,106	0,087	0,066	0,085	0,068	0,110	0,156	0,359	0,078	0,169	0,062	0,069	0,423
Hel	0,606	0,771	0,569	0,220	0,147	0,086	0,073	0,059	0,059	0,080	0,121	0,259	0,074	0,199	0,054	0,062	0,319

Tabela 6. Wyniki testu Manna-Kendalla i ich istotność statystyczna (p) dla miesięcznej, rocznej i sezonowej TWM na poszczególnych posterunkach mareograficznych w wieloleciu 1961–2010. Trendy o określonej istotności statystycznej wyróżniono odpowiednią czcionką

Posterunek	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok	Wiosna	Lato	Jesień	Zima
Świnoujście	0,485	–0,234	0,477	1,129	0,201	–1,430	0,251	1,489	–0,151	–0,845	0,067	0,736	0,652	0,937	0,067	–0,970	1,071
Międzyzdroje	1,405	1,405	2,041	**2,643**	**2,961**	1,890	**2,509**	**2,827**	0,268	–2,125	–0,159	0,836	**3,262**	**3,028**	***3,128***	–1,121	1,924
Kołobrzeg	2,074	1,522	1,706	0,895	0,828	1,355	–0,669	1,372	–1,129	–1,556	1,681	1,991	1,957	1,389	0,887	–0,519	**2,292**
Władysławowo	**2,200**	1,899	1,807	***3,128***	***3,405***	***3,271***	1,154	1,924	1,414	0,084	1,138	2,175	***3,630***	***3,145***	**2,894**	0,669	**2,744**
Hel	1,815	**2,208**	1,874	**2,928**	**2,242**	1,154	1,723	2,593	1,999	–0,117	0,502	1,589	**2,961**	**2,509**	**2,493**	1,054	2,192

2,200 $p < 0,05$
3,128 $p < 0,01$ istotność statystyczna
3,405 $p < 0,001$

Najwyższą zmiennością temperatura sezonowa charakteryzowała się wiosną i zimą w Międzyzdrojach, a latem i jesienią – we Władysławowie. Najbardziej wyrównaną sezonową temperaturę stwierdzono wiosną i latem w Świnoujściu, jesienią w Kołobrzegu, a zimą w Helu.

Temperatura wody morskiej na polskim wybrzeżu w większości przypadków cechowała się trendem dodatnim (tab. 6). Trendy ujemne, statystycznie nieistotne, zaobserwowano dla pojedynczych serii temperatury wody morskiej w Świnoujściu, Międzyzdrojach, Kołobrzegu i Helu.

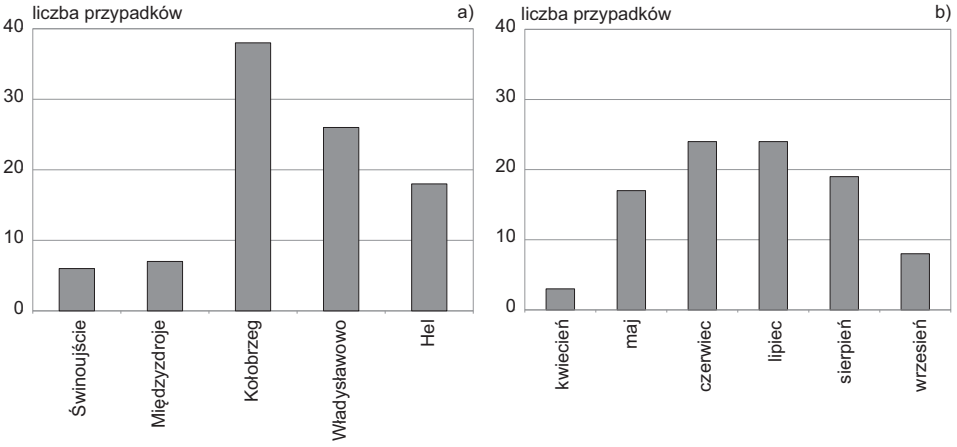
Najsilniejsze trendy dodatnie temperatury rocznej stwierdzono we Władysławowie ($p < 0,001$). W miejscowości tej istotne i dodatnie trendy wykazały też temperatury w styczniu, kwietniu, maju i czerwcu. W Międzyzdrojach istotne pozytywne trendy temperatury wody stwierdzono w kwietniu, maju, lipcu i sierpniu, zaś w Helu – w lutym, kwietniu, maju i sierpniu. Najsilniejsze trendy temperatur sezonowych odnotowano wiosną i latem w Międzyzdrojach, Władysławowie i Helu, natomiast zimą w Kołobrzegu i Władysławowie. W Świnoujściu nie wystąpiły żadne istotne statystycznie zmiany temperatury, zaś w Kołobrzegu działo się tak jedynie zimą.

Analiza spadków dobowej temperatury wody morskiej

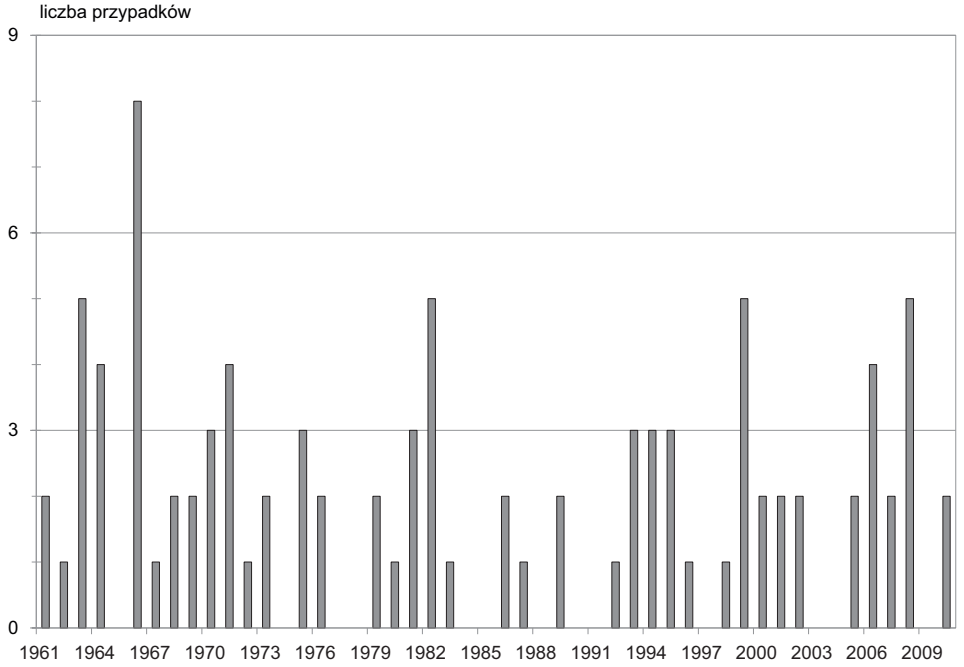
W badanym wieloleciu stwierdzono łącznie 95 przypadków spadków temperatury wody morskiej z dnia na dzień o co najmniej 5°C. Najwięcej spadków TWM wystąpiło w Kołobrzegu (38), a najmniej w Świnoujściu (6) (ryc. 2a). Obserwowano je wyłącznie od kwietnia do września – najczęściej w czerwcu i lipcu (po 24 przypadki), najrzadziej w kwietniu (3) (ryc. 2b).

Najwięcej przypadków spadków TWM zaobserwowano w 1966 r. – było ich 8 (ryc. 3). W ciągu ośmiu lat odnotowano 4 lub więcej przypadków gwałtownego spadku temperatury wody morskiej, natomiast w ciągu trzynastu lat nie wystąpił żaden. Największą liczbę spadków TWM zaobserwowano na przełomie lat 60. i 70. XX w., natomiast w latach 80. i 90. liczba epizodów znacznie zmalała, a w latach 1984, 1985, 1988, 1990, 1991 i 1997 nie zanotowano takich przypadków.

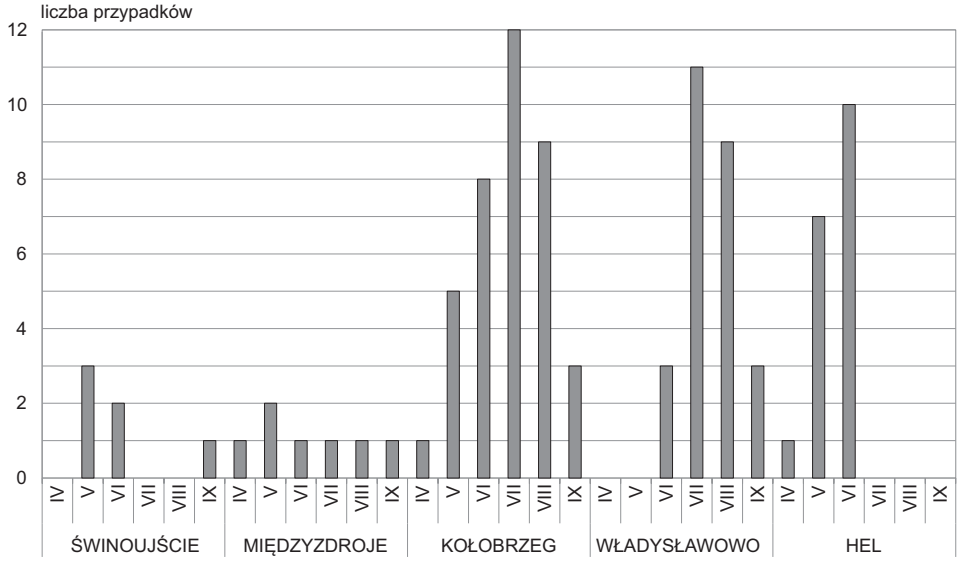
Liczebność gwałtownych spadków temperatury wody morskiej o co najmniej 5°C w poszczególnych miesiącach na analizowanych posterunkach mareograficznych była bardzo zróżnicowana (ryc. 4). Najwięcej takich spadków zanotowano w Kołobrzegu (38), gdzie występowały od kwietnia do września. We Władysławowie obserwowano 26 takich spadków temperatury – od czerwca do września. Lipiec był miesiącem, w którym gwałtowne spadki temperatury były najczęstsze, zarówno w Kołobrzegu, jak i Władysławowie (odpowiednio 12 oraz 11 przypadków). W Helu od kwietnia do czerwca łącznie stwierdzono 18 spadków temperatury wody morskiej. Najmniej analizowanych przypadków spadków temperatury zaobserwowano w Międzyzdrojach (7) i Świnoujściu (6).



Ryc. 2. Łączna liczba przypadków spadków temperatury wody morskiej na posterunkach mareograficznych (a) w miesiącach IV–IX (b) w wieloleciu 1961–2010



Ryc. 3. Łączna liczba przypadków spadków temperatury wody morskiej na polskim wybrzeżu Bałtyku w wieloleciu 1961–2010

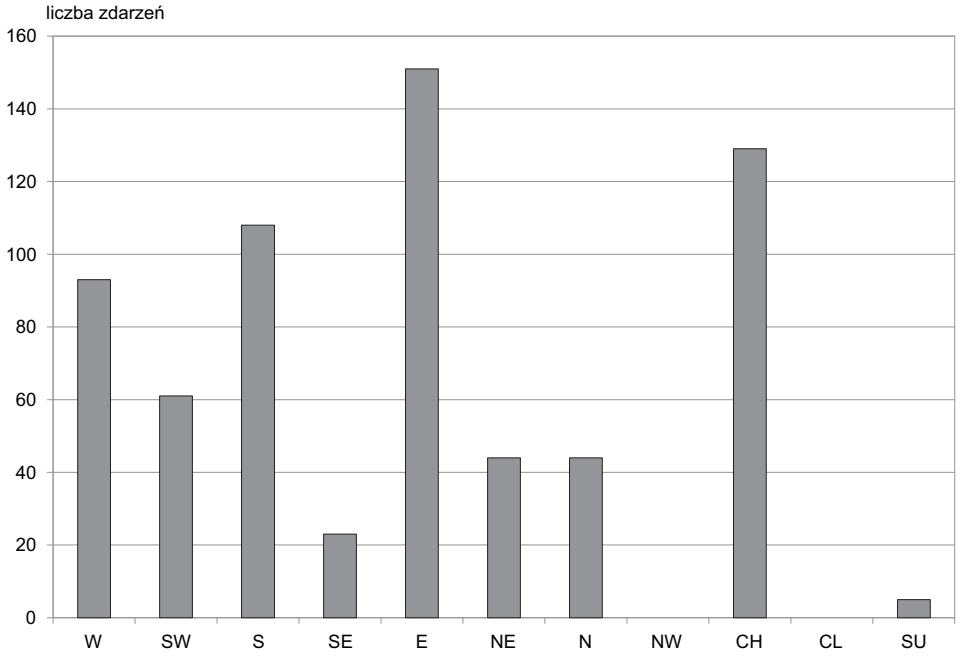


Ryc. 4. Liczebność spadków TWM na poszczególnych posterunkach mareograficznych w wieloleciu 1961–2010

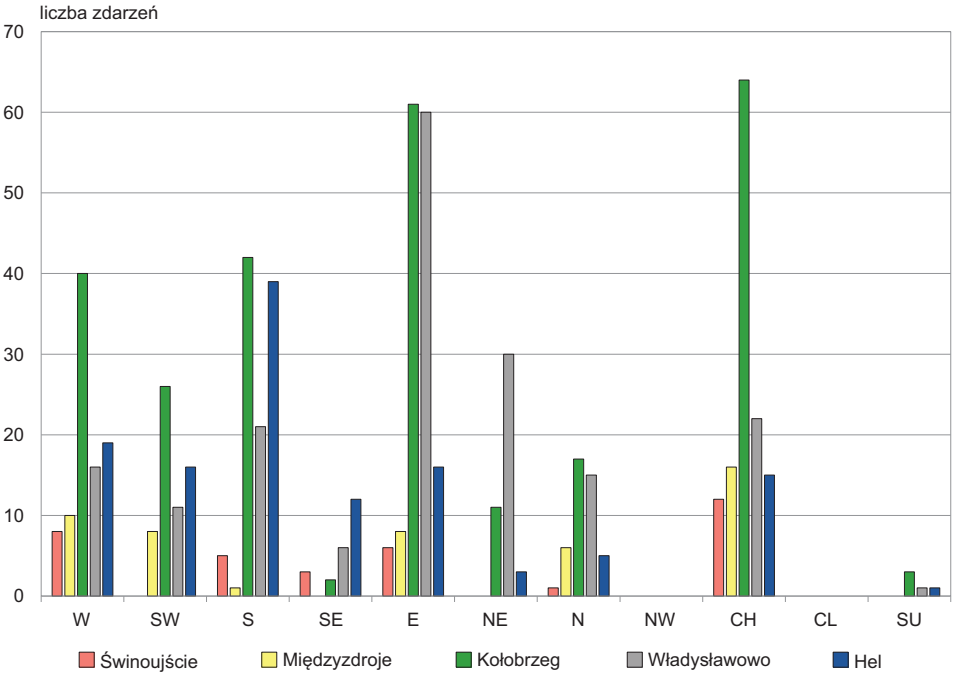
Warunki cyrkulacyjne

W czasie siedmiu dni poprzedzających gwałtowne spadki temperatury wody morskiej na polskim wybrzeżu Bałtyku najczęściej występowała cyrkulacja wschodnia (E – 151 razy) (ryc. 5). Powyżej 100 dni obserwowano także cyrkulację centralną wyżową (CH – 129) oraz cyrkulację południową (S – 108). Najrzadziej zaś spadki TWM poprzedzały dni z cyrkulacją południowo-wschodnią (SE – 23). Nie zaobserwowano wystąpienia cyrkulacji centralnej niżowej (CL), a także północno-wschodniej (NE).

W Świnoujściu najczęściej obserwowano cyrkulację centralną wyżową (CH – 12 razy) (ryc. 6). Ponadto często notowano cyrkulację zachodnią (W – 8). Najrzadziej w okresie siedmiu dób poprzedzających gwałtowne spadki TWM występowała cyrkulacja południowo-wschodnia (SE – 3) oraz północna (N – 1). Cyrkulację centralną wyżową zanotowano także najwięcej razy w Międzyzdrojach (CH – 16), natomiast najmniej cyrkulację południową S – 1 raz. Na obu posterunkach w rejonie Zatoki Pomorskiej nie zaobserwowano cyrkulacji północno-wschodniej (NE) oraz sytuacji nieokreślonej (SU). Ponadto w Międzyzdrojach nie wystąpiła także cyrkulacja południowo-wschodnia (SE), zaś w Świnoujściu – południowo-zachodnia (SW). Występowanie cyrkulacji centralnej wyżowej w dniach poprzedzających gwałtowne spadki temperatury wody morskiej przeważało również w Kołobrzegu (CH – 64). Na posterunku tym często notowano też występowanie cyrkulacji



Ryc. 5. Sumaryczna liczba zdarzeń z typami cyrkulacji w okresie siedmiu dni poprzedzających spadek TWM o co najmniej 5°C



Ryc. 6. Sumaryczna liczba zdarzeń z typami cyrkulacji w okresie siedmiu dni poprzedzających spadek TWM o co najmniej 5°C na poszczególnych posterunkach mareograficznych

wschodniej (E – 61), najrzadziej natomiast – sytuacji nieokreślonej (SU – 3) oraz cyrkulacji południowo-wschodniej (SE – 2). Cyrkulacja wschodnia przeważała we Władysławowie (E – 60) – obserwowano ją dwa razy częściej aniżeli kolejny, najczęstszy typ północno-wschodni (NE – 30). Spośród najrzadziej występujących tam typów, 6 razy notowano cyrkulację południowo-wschodnią (SE), zaś 1 raz wystąpiła sytuacja nieokreślona (SU). W Helu natomiast najczęściej gwałtowne spadki TWM poprzedzała cyrkulacja południowa (S – 39), a najrzadziej – cyrkulacja północno-wschodnia (NE – 3) oraz sytuacja nieokreślona (SU – 1).

W okresie poprzedzającym wystąpienie gwałtownych spadków temperatury wody morskiej (od dnia „–7" do dnia „–1"; ryc. 7) dominujący udział miała cyrkulacja centralna wyżowa w Świnoujściu (CH – 34%), Międzyzdrojach (CH – 33%) oraz Kołobrzegu (CH – 24%). Cyrkulacja wschodnia przeważała we Władysławowie (E – 33%), duży jej udział stwierdzono także w Kołobrzegu (E – 23%). W Helu zaś najczęściej obserwowano cyrkulację południową (S – 31%).

W Kołobrzegu, gdzie odnotowano najwięcej gwałtownych spadków temperatury wody morskiej, cyrkulacja centralna wyżowa (CH) przeważała od dnia „–7" do dnia „–4" (od 32% w dniach „–6" i „–5" do 24% w dniu „–4"). Następnie w trzecim i drugim dniu poprzedzającym spadek TWM najczęściej występowała cyrkulacja wschodnia (E – odpowiednio 34% i 32%). W dniu „–1" przeważała cyrkulacja wschodnia oraz południowa (E i S – po 29%). W całym badanym okresie

Ryc. 7. Udział typów cyrkulacji w dniach poprzedzających spadki TWM o co najmniej 5°C dla poszczególnych posterunków mareograficznych

notowano stopniowy spadek udziału cyrkulacji południowo-zachodniej (SW – od 11% w dniu „–7" do 8% w dniu „–2" i 3% w dniu „0") oraz udział cyrkulacji zachodniej (W – 11–18%). W dniu „0" jednorazowo zaobserwowano cyrkulację północno-zachodnią (NW – 3%), która nie wystąpiła na żadnym z pozostałych analizowanych posterunków mareograficznych.

We Władysławowie w okresie poprzedzającym gwałtowne spadki TWM obserwowano przewagę cyrkulacji wschodniej (E – 33%), a także wyraźny udział cyrkulacji północno-wschodniej (NE – 16%). Cyrkulacja wschodnia przeważała w dniach poprzedzających dzień „0" (E – 31–38%) oraz w dniu wystąpienia spadku temperatury (E – 23%). W dniu „0" wyraźny był udział cyrkulacji zachodniej i północnej (W i N – po 19%).

W okresie poprzedzającym wystąpienie spadków temperatury wody morskiej na posterunku mareograficznym w Helu przeważała cyrkulacja południowa (S – 31%). Jej udział stopniowo malał – od 44% w dniu „–6" do 17% w dniu „0". W dniach „–2" i „–1" stwierdzono także cyrkulację południowo-wschodnią (SE), której udział wyniósł odpowiednio 17% i 11%. W dniu wystąpienia gwałtownego spadku temperatury wody morskiej w Helu najczęściej notowana jest cyrkulacja północna (N – 28%).

Udział typów cyrkulacji w Świnoujściu i Międzyzdrojach był mniej zróżnicowany aniżeli na pozostałych posterunkach. W tygodniu poprzedzającym spadki TWM w Zatoce Pomorskiej najczęściej występowała cyrkulacja centralna wyżowa (CH – Świnoujście – 34%, Międzyzdroje – 33%). Cyrkulacja centralna wyżowa dominowała w Świnoujściu od dnia „–7" do „–5", następnie przez dwa dni cyrkulacja zachodnia, zaś w dniu „–2" wszystkie pięć obserwowanych typów (W, CH, E, SE i S) charakteryzowało się udziałem po 20%. W dniach „–1" oraz „0" udział typów cyrkulacji był taki sam, z wyraźną przewagą typu zachodniego (W – 40%). Analogiczna sytuacja występowała w Międzyzdrojach, gdzie w dniu „–1" oraz „0" najczęściej obserwowało się cyrkulację północną, zachodnią oraz centralną wyżową (N, W i CH po 29%). Cyrkulacja centralna wyżowa (CH) dominowała od dnia „–5" do „–2" (43% w każdym dniu). Na posterunku tym od dnia „–7" do „–2" znaczny udział miała również cyrkulacja południowo-zachodnia (SW), szczególnie w dniach „–5" i „–4", kiedy wynosiła po 29%.

Podsumowanie

Na podstawie uzyskanych wyników sformułowano następujące wnioski:

1. Dla większości analizowanych serii średniej miesięcznej, sezonowej i rocznej temperatury wody morskiej stwierdzono trend dodatni. Najbardziej istotne trendy dotyczyły średniej rocznej temperatury wody we Władysławowie ($p < 0{,}001$), Międzyzdrojach ($p < 0{,}01$) i Helu ($p < 0{,}05$). Na posterunkach tych odnotowano także dodatnie, istotne statystycznie trendy temperatury sezonowej wiosną i latem. Wiosną silnie rosły temperatury wody w kwietniu i maju, a latem w czerwcu (Władysławowo), lipcu i sierpniu (Międzyzdroje)

lub w sierpniu (Hel). W Kołobrzegu i Władysławowie istotny wzrost temperatury zaobserwowano też w sezonie zimowym, a w przypadku temperatury miesięcznej w styczniu (Władysławowo) i lutym (Hel). Potwierdza to wpływ ocieplenia klimatu oraz wzrost nie tylko temperatury powietrza, ale też wody morskiej. Jest to zgodne z wynikami badań Zblewskiego (2007), który zauważył, że temperatura wody morskiej w rejonie południowego Bałtyku wzrosła o 1–2°C tylko w latach 1982–2001. Dotyczy to szczególnie okresu zimowo-wiosennego z powodu występowania łagodniejszych zim.

2. Przypadki nagłych spadków temperatury wody morskiej zaobserwowano tylko od kwietnia do września. Najwięcej z nich wystąpiło w Kołobrzegu (38). Dużą liczbę silnych dobowych spadków TWM zanotowano także od kwietnia do czerwca we Władysławowie (26) oraz w Helu (18). Zarówno Krężel (2005), jak i Bednorz i in. (2013) wskazują rejony Helu, Kołobrzegu oraz nieuwzględnionej w powyższej analizie Łeby jako główne obszary występowania upwellingu u polskich brzegów Bałtyku. Najmniejszą liczbę wystąpień spadków temperatury wody morskiej o co najmniej 5°C z dnia na dzień zaobserwowano w Zatoce Pomorskiej (w Świnoujściu oraz Międzyzdrojach), czego powodem może być niewielka głębokość akwenu (Kowalewska-Kalkowska 2000).
3. W okresach poprzedzających spadki TWM (dni „–7" do „–1") na polskim wybrzeżu Bałtyku najczęściej obserwowano cyrkulację wschodnią (E – 23%), centralną wyżową (CH – 20%) oraz południową (S – 16%). Cyrkulacja centralna wyżowa przeważała na zachodnim wybrzeżu (Świnoujście 34% i Międzyzdroje 33%), w Kołobrzegu natomiast jej udział był prawie taki sam jak cyrkulacji wschodniej (CH – 24%, E – 23%), która była dominująca we Władysławowie (E – 33%). W Helu zaś przeważał typ południowy (S – 31%). Uzyskane wyniki w dużej mierze potwierdzają wcześniejsze ustalenia dotyczące cyrkulacyjnych uwarunkowań występowania upwellingu na polskim wybrzeżu Bałtyku. Girjatowicz (2003) oraz Bednorz i in. (2013) wskazują przede wszystkim cyrkulację wschodnią, a także północno- i południowo-wschodnią oraz południową jako typy poprzedzające zjawisko upwellingu.
4. W dniach poprzedzających wystąpienie spadków temperatury wody morskiej u polskich wybrzeży Bałtyku o co najmniej 5°C nie zaobserwowano cyrkulacji centralnej niżowej oraz północno-zachodniej.

Literatura

Bednorz E., Półrolniczak M., Czernecki B., 2013, Synoptic conditions governing upwelling along the Polish Baltic coast, Oceanologia, 55(4): 767–785.

Bednorz E., Półrolniczak M., Czernecki B., Tomczyk A. M., 2019, Atmospheric Forcing of Coastal Upwelling in the Southern Baltic Sea Basin, Atmosphere, 10, 327.

Choiński A., 2011, Przykłady upwellingów w Zatoce Koszalińskiej, Badania Fizjograficzne, A, 62: 7–16.

Cupiał A., 2016, Upwelling na Morzu Bałtyckim – znaczenie i metody detekcji, Tutoring Gedanensis, 1(1): 13–18.

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Morski w Gdyni, 2014, Ocena wpływu obecnych i przyszłych zmian klimatu na strefę polskiego wybrzeża i ekosystem Morza Bałtyckiego, Gdynia.

Girjatowicz J.P., 2003, Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na temperaturę wody polskiego wybrzeża Bałtyku, Przegląd Geofizyczny, 1–2: 45–60.

Girjatowicz J.P., 2014, Charakterystyki i związki temperatury wód u polskich brzegów Bałtyku, Inżynieria Morska i Geotechnika, 3: 195–201.

Jankowski A., 2002, Variability of coastal water hydrodynamics in the southern Baltic – hindcast modelling of an upwelling event along the Polish coast, Oceanologia, 44(4): 395–418.

Kondracki J., 2009, Geografia regionalna Polski, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.

Kowalewska-Kalkowska H., 2000, Meteorological and hydrological determination of water temperature in the coastal area of the Pomeranian Bay, Baltic Coastal Zone, 4: 15–26.

Kowalewski M., 2005, The influence of the Hel upwelling (Baltic Sea) on nutrient concentrations and primary production – the results of an ecohydrodynamic model, Oceanologia, 47(4): 567–590.

Kowalewski M., Ostrowski M., 2005, Costal up- and downwelling in the southern Baltic, Oceanologia, 47(4): 453–475.

Krężel A., Ostrowski M., Szymelfenig M., 2005, Sea surface temperature distribution during upwelling along the Polish Baltic coast, Oceanologia, 47(4): 415–432.

Lehmann A., Myrberg K., Höflich K., 2012, A statistical approach to coastal upwelling in the Baltic Sea based on the analysis of satellite data for 1990–2009, Oceanologia, 54(3): 369–393.

Leppäranta M., Myrberg K. (red.), 2009, Physical oceanography of the Baltic Sea, Springer.

Urbański J., 1995. Upwellingi polskiego wybrzeża Bałtyku, Przegląd Geofizyczny, 40(2), 141–153.

von Storch H., Omstedt A., Pawlak J., Reckermann M., 2015. Introduction and Summary, [w:] The BACC II Author Team, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Springer, Cham, Heidelberg, New York, Dordrecht, London, s. 1–22.

Werner P.C., Gerstengarbe F.W., 2010, Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881–2009), Potsdam Institute for Climate Impact Reaseaech (PIK), Potsdam.

Węglarczyk S., 2010, Statystyka w inżynierii środowiska, Wydawnictwo PK, Kraków.

Wieprzycki M., 2019, Meteorologiczne uwarunkowania dobowych zmian temperatury wody morskiej w Kołobrzegu, niepublikowana praca magisterska, maszynopis, Archiwum UAM, Poznań.

Zblewski S., 2007, O dwudzielności przyczyn zmian temperatury powierzchni Bałtyku (1982–2001), [w:] K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych, Kraków, s. 145–154.

Studia i Prace z Geografii nr 83

Bogucki
WYDAWNICTWO
NAUKOWE

ISBN 978-83-7986-303-7