

Patryk Waclawczyk, Karolina Mostowik, Dawid Bochnak
Maciej Bryndza, Alicja Lis, Bartłomiej Rzonca,
Janusz Siwek, Weronika Ziółkiewicz
Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej,
ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków
patryk.waclawczyk@doctoral.uj.edu.pl; karolina.mostowik@doctoral.uj.edu.pl
b.rzonca@uj.edu.pl; j.siwek@uj.edu.pl

Received: 7.04.2021
Reviewed: 24.07.2021

BILANS WODNY WYBRANYCH ZLEWNI W BIESZCZADACH W LATACH 1989–2018

Water balance in the selected catchments in the Bieszczady Mts.
(1989–2018)

Abstract: Despite many studies conducted on water resources in the Bieszczady Mts, there are still some inconsistencies in the assessment of water balance components across this region. Therefore, the aim of this study was to determine spatial and temporal variability and changes in water balance components (precipitation, runoff and runoff deficit) in selected catchments in the Bieszczady Mts for the period 1989–2018. The study was based on data from the national hydro- and meteorological network (IMGW–PIB). The spatial distribution of precipitation was estimated on a base of averaged precipitation at selected gauges, the annual and monthly rainfall gradients, and Digital Elevation Model. Runoff deficit was treated as an approximation of evaporation. Trends in water balance components were evaluated using the nonparametric Mann-Kendall test and Theil-Sen estimator. Mean annual sum of precipitation in the Bieszczady Mts was 1256 mm, mean total runoff was 803 mm, and the difference may be interpreted as mean evaporation. Water resources in the Bieszczady Mts strongly depend on winter snowfall and on the intensity of summer evaporation. In comparison to many studies which underestimated precipitation totals in this region, precipitations obtained in this study are supposed to be more accurate. Although there are no statistically significant changes in water resources, a slight decrease in runoff during last years may be found alarming.

Key words: precipitation, runoff, runoff deficit, water resources, the Carpathians.

Wstęp

Rozległe systemy górskie, takie jak Karpaty, odgrywają kluczową rolę w kształtowaniu zasobów wodnych w obszarze całego dorzecza (Viviroli i in. 2007). Dobrze to widać na przykładzie Polski – Karpaty i Sudety są obszarami zasilania największych systemów rzecznych kraju. Karpaty Zewnętrzne są obszarem źródłowym dużych dopływów Wisły oraz samej Wisły (Gutry-Korycka i in. 2014; Ziemońska 1973). Część z nich wypływa z położonych we wschodniej części pol-

skich Beskidów Bieszczadów i Beskidu Niskiego. Są to m. in. Ropa, Wiśłoka, Wiśłok i San, które łącznie mają znaczący udział w tworzeniu zasobów wodnych dorzecza Wisły (Chełmicki i in. 1998–1999). Najbardziej wysunięty spośród nich na wschód San odwadnia wysokie partie Bieszczadów oraz pogranicze polsko-ukraińskie, będąc jednocześnie największym dopływem Wisły spośród wymienionych rzek – wody pochodzące z Bieszczadów stanowią aż 14,2% wód odpływających z polskich Karpat (Ziemońska 1973). Rozpoznanie warunków hydrologicznych, a w szczególności zasobów wód na tym obszarze górskim, jest zatem istotne dla oceny sytuacji hydrologicznej większych obszarów, często uzależnionych gospodarczo od wody dopływającej rzekami z gór.

Identyfikacja trendów zmian w obiegu wody w zlewniach górskich różnej skali jest także szczególnie istotna dla rozpoznania zagrożeń, wynikających z zachodzących zmian klimatycznych. W Polsce w przyszłości będą się one prawdopodobnie przejawiać wzrastającą liczbą okresów suchych i gorących oraz zwiększoną częstotliwością i intensywnością opadów nawałnych – przy braku istotnych zmian średniej rocznej sumy opadów (Kundzewicz i in. 2018a). Może to prowadzić do narastających problemów związanych zarówno z suszami jak i powodzią (Pińskwar i in. 2019). Obecnie stosowane modele prognostyczne nie dają jednak jednoznacznego obrazu wpływu zmian klimatycznych na obieg wody w zlewni (van Vliet i in. 2013; Kundzewicz i in. 2018b; Piniewski i in. 2017).

Bilans wodny zlewni stanowi ilościowy opis warunków obiegu wody, wprost odnosząc się do jej zasobów poprzez wykazanie deficytu lub nadwyżki wody w wybranym okresie. Wzajemny stosunek i wartości bezwzględne opadu, odpływu, parowania i retencji świadczą o dynamice spływu wód po powierzchni terenu, wielkości i sposobie zasilania zasobów wód podziemnych oraz pozwalają wyróżnić okresy suche i bardziej wilgotne, zarówno w przebiegu rocznym, jak i wieloletnim (Gutry-Korycka 1985). Głównymi zmiennymi środowiskowymi kształtującymi bilans wodny są warunki klimatyczne, ukształtowanie terenu, właściwości retencyjne podłoża oraz pokrycie terenu, w tym sposób jego użytkowania przez człowieka (Gutry-Korycka i in. 2014).

W Bieszczadach, stanowiących część Karpat Zewnętrznych, zasobność fliszowego podłoża skalnego w wodę jest najczęściej uznawana za niewielką (Chowaniec i in. 1983). Jednocześnie jednak całkowite zasoby wodne obszaru określane są jako wysokie w skali całych polskich Karpat (Dobija 1981). Spowodowane jest to jednoczesnym występowaniem wysokich opadów, jak i szybkim odpływem wód powierzchniowych (Łajczak 1996). Według Ziemońskiej (1973) warstwa odpływu rocznego w Bieszczadach przekracza 676 mm; w opracowaniach innych autorów przyjmuje ona wartości od 500 do nawet 1280 mm, w zależności od średniej wysokości zlewni (Punzet 1983; Stachy 1987; Łajczak 1996). W przypadku opadów atmosferycznych można natomiast zauważyć znaczną niepewność ich oszacowania w najwyższych partiach gór; według różnych opracowań na połoninach mogą

one wynosić od 1200 do nawet 1700 mm rocznie (Michna, Paczos 1972; Cebulak i in. 2008; Laszczak i in. 2011; Cebulska i in. 2013).

Celem niniejszego artykułu jest 1) rozpoznanie składowych bilansu wodnego: opadu, odpływu i deficytu odpływu w wybranych zlewniach rzek bieszczadzkich oraz określenie ich przestrzennej i czasowej zmienności (zarówno w wieloleciu jak i w ciągu roku) w okresie 1989–2018; 2) identyfikacja zmian składowych bilansu wodnego w warunkach zmieniającego się klimatu.

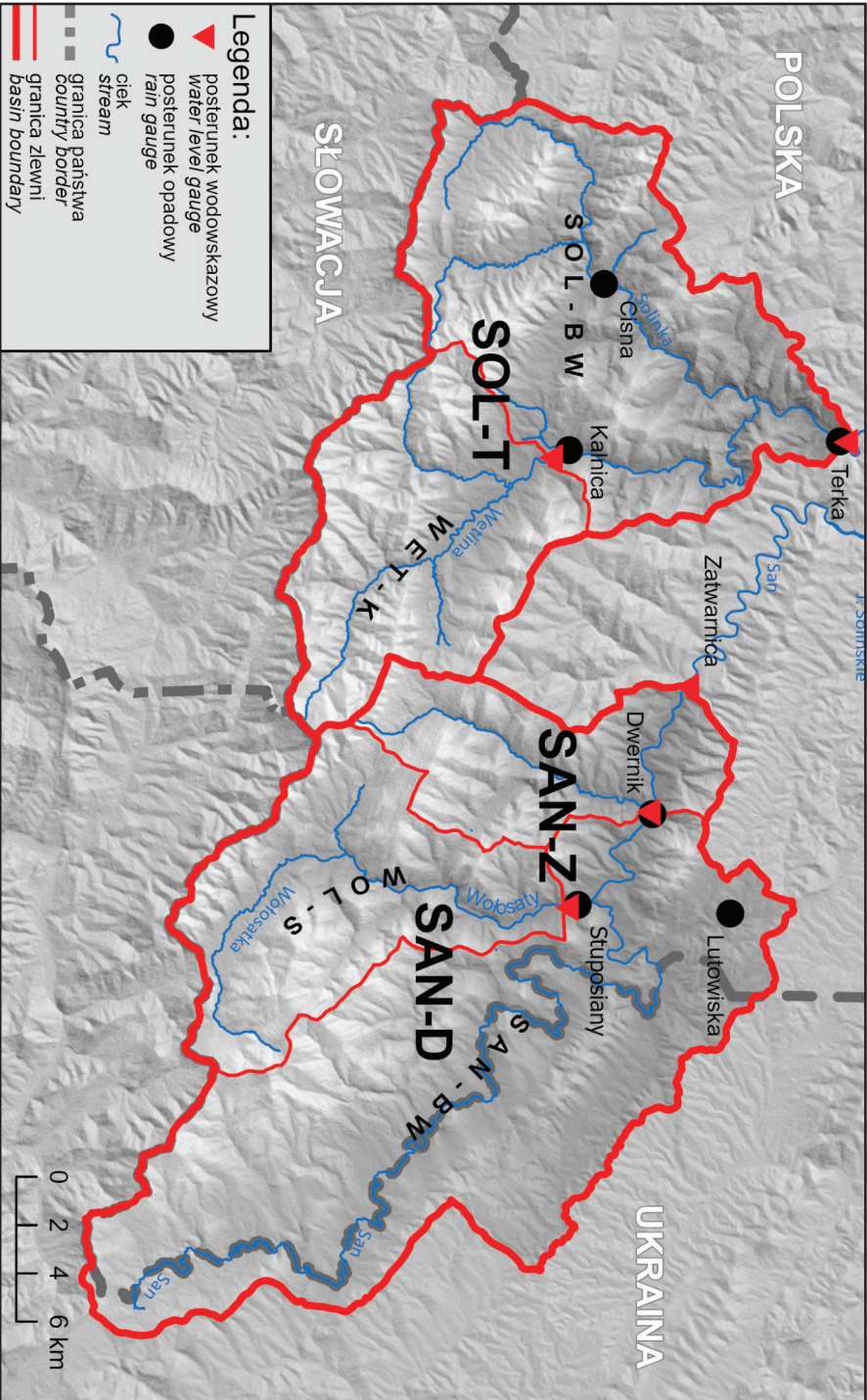
Dane i metody

W pracy wykorzystano dane z położonych na terenie Bieszczadów posterunków, należących do sieci pomiarowo-obszaryjnej IMGW-PIB (Ryc. 1, Tab. 1). Baza danych obejmowała dobowe sumy opadów (Cisna, Dwernik, Kalnica, Lutowska, Stuposiany, Terka) i dobowe wartości przepływu (San-Dwernik SAN-D, San-Zatwarnica SAN-Z, Solinka-Terka SOL-T, Wetlina-Kalnica WET-K, Wołosaty-Stuposiany WOL-S) w trzydziestoleciu 1989–2018 (Tab. 1). Wybór posterunków i długości okresu badawczego był uwarunkowany ciągłością i kompletnością serii pomiarowych.

Badanie bilansu wodnego zlewni wymaga ilościowego określenia wielkości opadu, odpływu oraz parowania. Ze względu na niewystarczającą sieć pomiarową, która umożliwiłaby określenie parowania w poszczególnych latach, jako przybliżony wskaźnik wielkości parowania zastosowano deficyt odpływu, rozumiany jako różnica między wysokością opadu a wielkością odpływu rzeczno, co jest akceptowalne w ujęciu wieloletnim (Chelmski i in. 1995). Jako miarę zmienności rocznego deficytu odpływu zastosowano rozstęp międzykwartylowy.

W celu ukazania przestrzennego zróżnicowania opadu w badanych zlewniach wykorzystano uśrednione dane z sześciu posterunków opadowych. Do obliczeń opadu w poszczególnych zlewniach przyjęto gradient opadowy równy 88,6 mm/100 m (Cebulak i in. 2008). Na jego podstawie oraz na bazie Numerycznego Modelu Terenu o rozdzielczości 1" (SRTM) obliczono sumy opadów atmosferycznych w poszczególnych latach i średnie dla wielolecia 1989–2018 w każdej z badanych zlewni. Określono również średnie miesięczne sumy opadów w zlewniach, korzystając z miesięcznych gradientów opadowych obliczonych na podstawie danych opublikowanych przez Cebulak i in. (2008). Analizy te wykonano z wykorzystaniem oprogramowania ArcGIS. Oszacowany średni względny błąd RMS estymacji rocznej sumy opadu w zlewni wyniósł 6,4%, a średniej wieloletniej 4,8%.

W kolejnym etapie obliczono warstwę odpływu z każdej zlewni w poszczególnych latach, w wieloleciu oraz w ujęciu średnich miesięcznych. W analizie uwzględniono obszar zlewni zamkniętych w pięciu profilach wodowskazowych badanych rzek. Ponadto uwzględniono także dwie zlewnie różnicowe: Solinka bez Wetliny (SOL-BW) oraz San do Dwernika bez Wołosatego (SAN-BW), co miało



Ryc. 1. Położenie badanych zlewni wraz z lokalizacją postarunków wodowskazowych i opadowych IMGW-PIB. Skróty nazw zlewni wyjaśniono w Tab. 1.
 Fig. 1. The studied catchments, rainfall and discharge gauging stations (IMGW-PIB). The catchment name abbreviations explained in Table 1.

na celu uzyskanie lepszego obrazu zróżnicowania przestrzennego badanych elementów bilansu wodnego.

Wieloletnie zmiany opadów, odpływu oraz deficytu odpływu określono za pomocą nieparametrycznego testu Manna-Kendalla oraz współczynnika kierunkowego Theil-Sena (β), które są obecnie powszechnie stosowane w analizie ciągów hydrologicznych (Birsan i in. 2014; Piniewski i in. 2018; Mostowik i in. 2019b; Górnik 2020). W ocenie wieloletnich zmian w bilansie wodnym zlewni wykorzystano również wyznaczone dla każdej zlewni podwójne krzywe kumulacyjne – opadu i odpływu; zmiany nachylenia krzywych są wskaźnikiem zmian obiegu wody w zlewni (Searcy, Hardison 1960).

Tabela 1. Podstawowe charakterystyki morfologiczne badanych zlewni.

Table 1. Basic morphological characteristics of the studied catchments.

Zlewnia (posterunek) <i>Catchment (gauge)</i>	Skrót nazwy zlewni <i>Catchment name abbreviation</i>	Powierzchnia <i>Area (km²)</i>	Nachylenie średnie <i>Average slope (°)</i>	Wysokość (m n.p.m.) <i>Elevation (m a.s.l.)</i>		
				min <i>minimal</i>	max <i>maximal</i>	średnia <i>average</i>
Solinka (Terka)	SOL-T	308,7	15,3	430	1307	781
Wetlina (Kalnica)	WET-K	119,1	15,5	573	1307	867
Wołosaty (Stuposiany)	WOL-S	117,1	14,4	547	1346	853
San (Zatwarnica)	SAN-Z	493,7	11,3	492	1346	773
San (Dwernik)	SAN-D	418,0	10,6	513	1346	773
zlewnia różnicowa Solinki bez Wetliny Solinka subcatchment (without Wetlina)	SOL-BW	189,5	15,1	430	1153	727
zlewnia różnicowa Sanu do Dwernika bez Wołosatego San in Dwernik subcatchment (without Wołosaty)	SAN-BW	300,9	9,2	513	1335	743

Elementy bilansu wodnego w latach 1989–2018

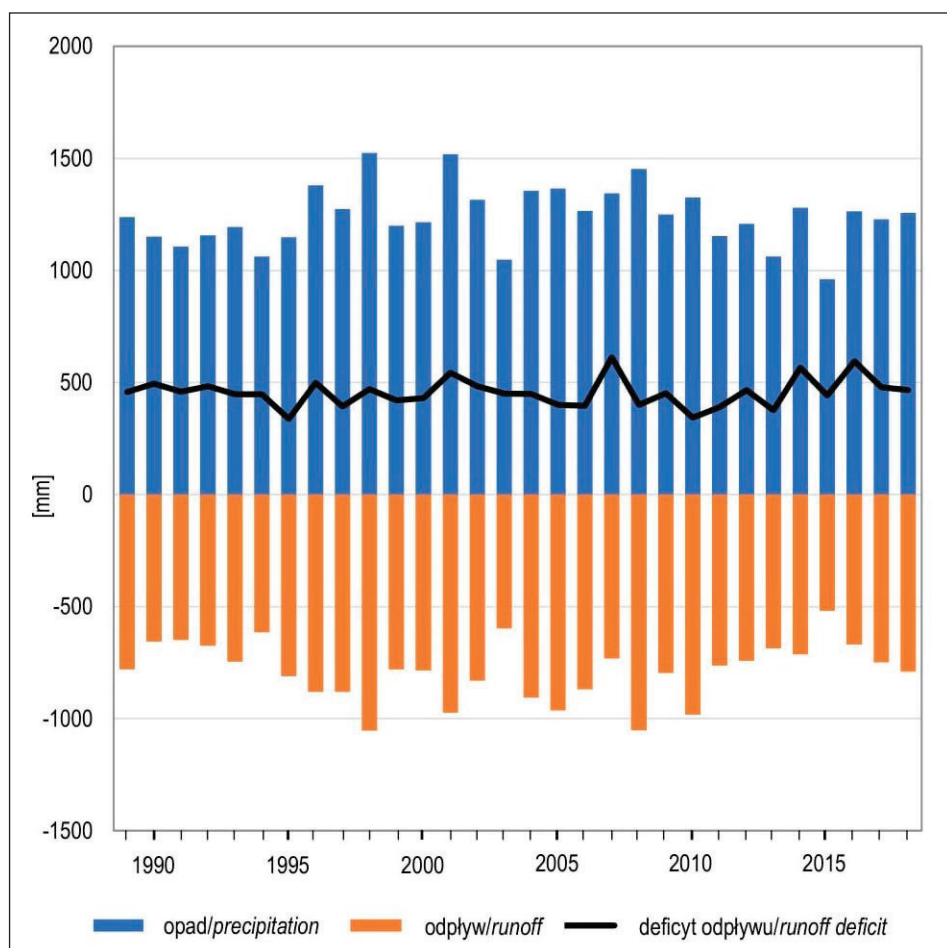
Średnia roczna suma opadów dla badanych zlewni w analizowanym wieloleciu wynosiła 1256 mm. Najwyższą średnią roczną sumę opadów odnotowano w zlewni Wetliny (1323 mm). Z kolei najniższą średnią roczną sumę opadów charakteryzowała się zlewnia różnicowa SOL-BW, gdzie wartość ta wyniosła 1199 mm (Tab. 2). W analizowanym trzydziestoleciu najwyższe opady odnotowano w latach 1998, 2001 oraz 2008, a absolutne maksimum wyniosło 1604 mm w zlewni WET-K w 1998 roku (Ryc. 2, Załącznik 1). Najniższe opady wystąpiły w latach 1994, 2003, 2013 i 2015 z minimum 917 mm w zlewni SOL-BW w 2015 roku (Ryc. 2, Załącznik 1).

Tabela 2. Średnie wartości składowych bilansu wodnego oraz współczynnika odpływu w badanych zlewniach w wieloleciu 1989–2018.

Table 2. Average values of the water balance components and the runoff coefficient in studied catchments in the period 1989–2018.

Zlewnia <i>Catchment</i>	Średni roczny opad <i>Average annual rainfall</i> (mm)	Średnia roczna warstwa odpływu <i>Average annual runoff</i> (mm)	Średni roczny deficyt odpływu <i>Average annual runoff deficit</i> (mm)	Współczynnik odpływu <i>Runoff coefficient</i>
SOL-T	1247	854	393	0,68
WET-K	1323	962	361	0,73
WOL-S	1310	969	341	0,74
SAN-Z	1240	737	502	0,59
SAN-D	1240	707	533	0,57
SOL-BW	1199	786	553	0,66
SAN-BW	1213	605	608	0,50

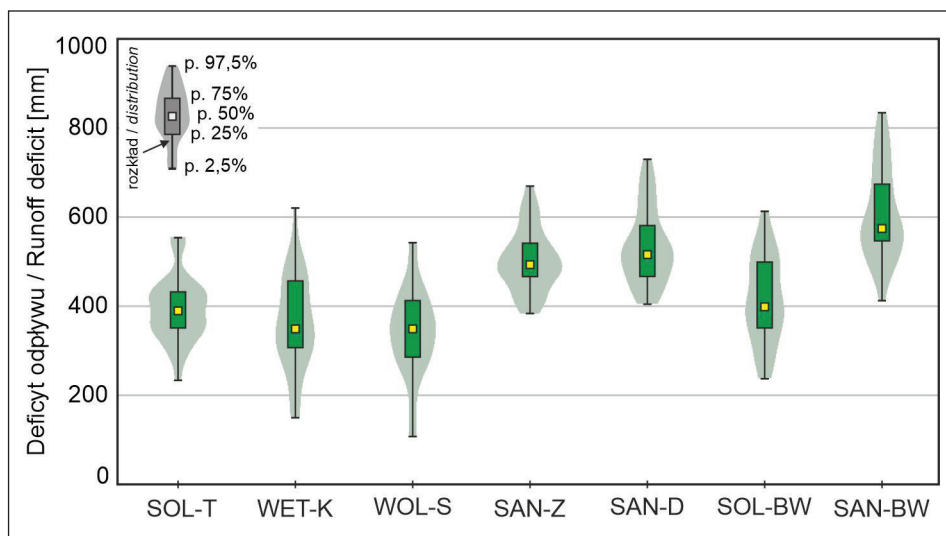
Średnia roczna warstwa odpływu wyniosła 803 mm, przyjmując w poszczególnych zlewniach wartości od 605 mm (nisko położona zlewnia SAN-BW) do 969 mm (wysoko położona zlewnia WOL-S) (Tab. 2). Latami o najwyższych wartościach warstwy odpływu były lata 1998, 2001, 2005, 2008, 2010, natomiast najniższy odpływ wystąpił w latach 1994, 2003, 2015 (Ryc. 2). Najniższa roczna warstwa odpływu wystąpiła w 2015 roku w zlewni SAN-BW, wynosząc 289 mm, natomiast najwyższa osiągnęła 1256 mm w zlewni WOL-S w 2010 roku (Załącznik 1). Wysokie wartości współczynnika odpływu charakteryzowały zlewnie cieków odwadniających wyższe partie Bieszczadów (do 0,74 w zlewni WOL-S), natomiast niższe wartości współczynnika cechowały zlewnie o niższej średniej wysokości (Tab. 2).



Ryc. 2. Składowe bilansu wodnego w wieloleciu 1989–2018 w całym badanym obszarze.
Fig. 2. Components of the water balance in the period 1989–2018 in the entire study area.

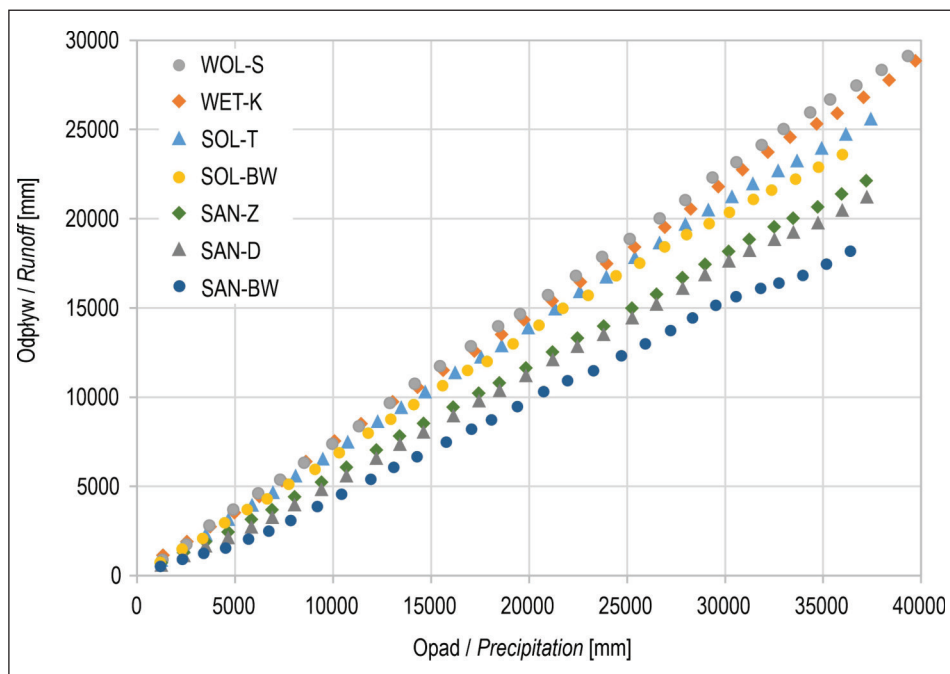
Roczny deficyt odpływu przyjmował wartości od 108 mm (WOL-S, 1991 r.) do 834 mm (SAN-BW, 1992 r.) (Załącznik 1). Najwyższym średnim rocznym deficytem odpływu cechowała się zlewnia SAN-BW – 608 mm a najniższym zlewnia WOL-S – 341 mm (Tab. 2, Ryc. 3). Największa zmienność rocznego deficytu odpływu, wyrażona wielkością rozstępu międzykwartyłowego, występowała w zlewniach SOL-BW i WET-K, natomiast najniższa w zlewniach SAN-Z i SOL-T (Ryc. 3).

W badanym okresie 1989–2018 nie stwierdzono jednoznacznych, istotnych statystycznie tendencji zmian rocznych sum opadu oraz średniego odpływu w żadnej z badanych zlewni. Na ogół nie stwierdzano także istotnych tendencji zmian wielkości deficytu odpływu rzecznoego – jedynie w zlewni SOL-BW deficyt



Ryc. 3. Rozkład deficytu odpływu w badanych zlewniach w wieloleciu 1989–2018.

Fig. 3. Distribution of runoff coefficient in the studied catchments in the period 1989–2018.



Ryc. 4. Skumulowane krzywe opadu i odpływu w badanych zlewniach.

Fig. 4. Rainfall/runoff cumulative curves in the studied catchments.

odpływu stopniowo wzrastał ($\beta=4,6$ mm/rok), natomiast w zlewni SAN-BW malał ($\beta=-3,9$ mm/rok).

W analizie krzywych kumulacyjnych opadu i odpływu dominującą cechą badanych zlewni była niewielka zmienność stosunku wysokości odpadów do odpływu. Krzywe kumulacji opadu i odpływu w badanym wieloleciu jedynie w kilku przypadkach wykazywały nieznaczne załamania przebiegu, wskazujące na tendencję spadkową odpływu względem opadu. Zjawisko to było zauważalne przede wszystkim w niżówkowych latach 2013 i 2015 w zlewni SAN-BW (Ryc. 4).

Zmienność elementów bilansu wodnego w ciągu roku

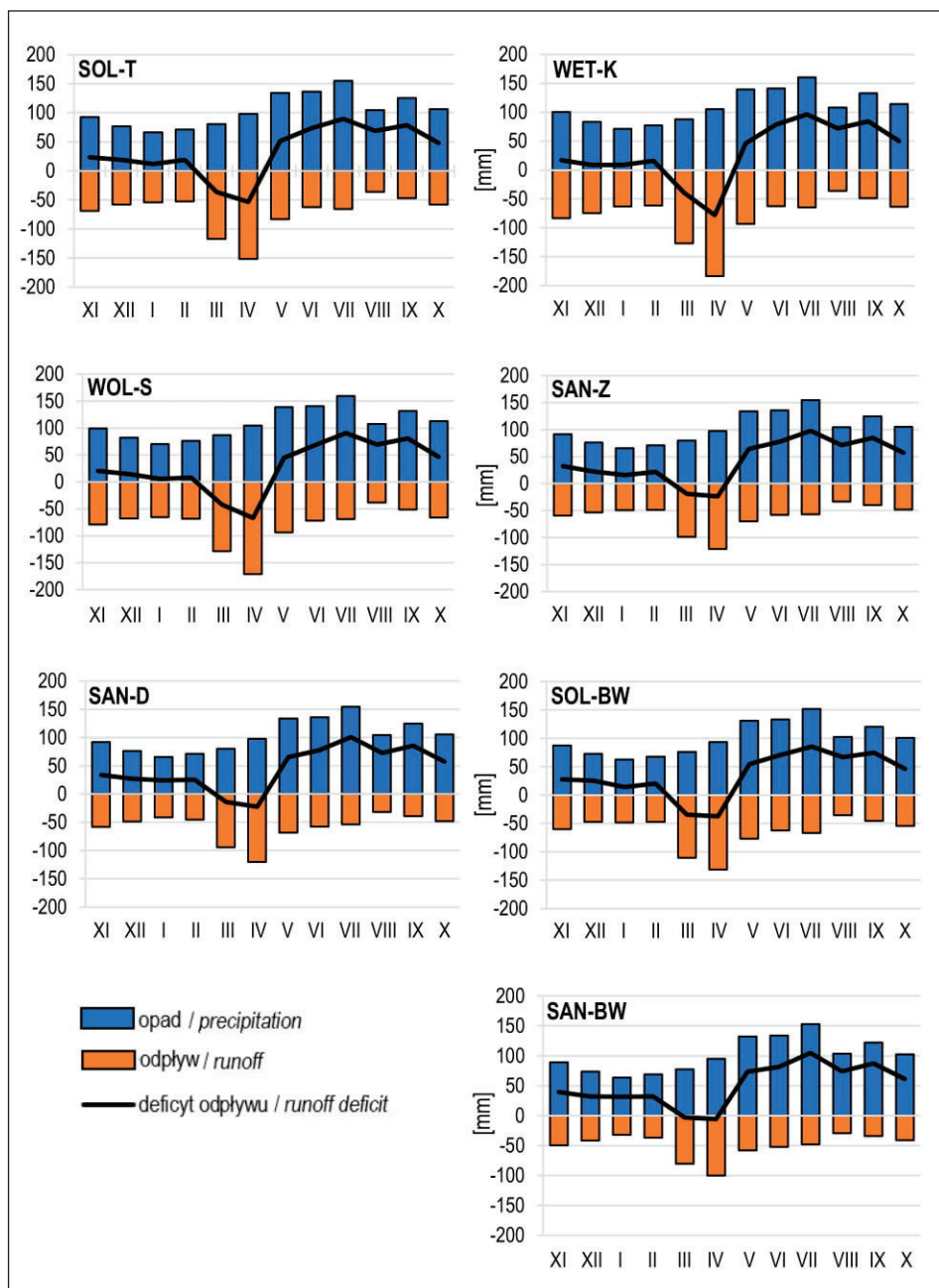
W analizowanych zlewniach opady są najwyższe w miesiącach letnich, natomiast najniższe w miesiącach zimowych (Ryc. 5). We wszystkich zlewniach opady letnie (VI–VIII) stanowiły 30–32% wszystkich opadów w ciągu roku, przy wyraźnym maksimum opadów w lipcu. Opady wiosenne (III–V) stanowiły ok. 25% wszystkich opadów w ciągu roku, a opady jesienne (IX–XI) 25–26%. Najmniej opadów w ciągu roku występowało zimą – 17% z minimum przypadającym na styczeń.

Największy odpływ w ciągu roku przypadał na okres roztopowy (marzec – kwiecień). Wtedy też wysokość warstwy odpływu była najbardziej zróżnicowana pomiędzy zlewniami – w kwietniu osiągała średnio od 100 mm w zlewni SAN-BW do 184 mm w zlewni WET-K. Najniższe wartości występowały w ciepłym i suchym okresie niżówkowym – w sierpniu wahały się od 29 mm w zlewni SAN-BW do 38 mm w zlewni WOL-S (Ryc. 5).

Deficyt odpływu we wszystkich zlewniach przyjmował najwyższe wartości w okresie od maja do października, osiągając w lipcu od 85 mm w zlewni SOL-BW do 105 mm w zlewni SAN-BW. Znaczny rozrzut wartości deficytu odpływu występował w okresie roztopowym (marzec – kwiecień), wskazując na wyraźne różnice funkcjonowania poszczególnych zlewni w tej części roku. Wspomniane wartości deficytu odpływu w tym czasie były ujemne i sięgały od -78 mm w wysoko położonej zlewni WET-K, do -6 mm w zlewni SAN-BW, odzwierciedlając różne tempo zaniku retencji śnieżnej w poszczególnych piętrach wysokościowych. W pozostałych miesiącach półrocza zimowego (listopad – luty) wielkość zasilania opadowego była co prawda większa od odpływu ze zlewni, ale różnica ta była jedynie nieznaczna – maksymalnie do 39 mm w zlewni SAN-BW (Ryc. 5).

Dyskusja

Obliczona w niniejszym opracowaniu średnia roczna wysokość opadów atmosferycznych w badanych zlewniach (1256 mm) jest porównywalna z wartością podawaną dla Bieszczadów przez Laszczak i in. (2011), wynoszącą 1293 mm.



Ryc. 5. Przebieg średnich miesięcznych wartości składowych bilansu wodnego w badanych zlewniach w wieloletniu 1989–2018.

Fig. 5. The components of monthly water balance in the studied catchments in 1989–2018.

Średnie sumy opadów przekraczające 1200 mm (lata 1931–1960) przedstawia także Gutry-Korycka (1985). W analizowanych zlewniach stwierdzono średnią roczną sumę opadów w przedziale od 935 mm w dnach dolin do około 1700 mm w najwyższej położonych strefach grzbietowych. Wartości te są wyraźnie wyższe niż w wielu innych opracowaniach, według których średnie sumy roczne opadów w Bieszczadach wynoszą od 900 mm w dolinach do 1300 mm powyżej górnej granicy lasu (Michna, Paczos 1972; Niedźwiedź, Obrębska-Starkłowa 1991; Obrębska-Starkłowa i in. 1995) lub mieszczą się w wąskim zakresie od 990 do 1150 mm (Cebulska i in. 2013). Tak duże różnice pomiędzy uzyskanymi wynikami a wcześniejszymi opracowaniami wynikać mogą zarówno z doboru okresu, dla którego obliczane były średnie roczne opady, jak i z zastosowanej metody obliczania średniego opadu w zlewni. Przykładowo, pomiary instrumentalne na posterunkach opadowych w Bieszczadach w okresach 1891–1930 i 1956–1975 wskazywały na średnie roczne sumy opadów niższe o odpowiednio 200 i 100 mm względem lat 1996–2005 (Laszczak i in. 2011). Również różnica w wysokości opadów pomiędzy stacjami na różnych wysokościach była odmienna w różnych okresach pomiarowych, co przekłada się na różne wartości obliczanego gradientu opadowego. Tymczasem jest to parametr kluczowy w obliczeniach wysokości opadu w zlewniach górskich, a przyjęcie jego zbyt niskiej wartości prowadzi do niedoszacowania opadów, a w konsekwencji także do niedoszacowania wielkości deficytu odpływu (parowania). Istotne jest także to, że najwyższe położone posterunki o całorocznej rejestracji opadów znajdują się na wysokości zaledwie 700 m n.p.m., przez co brak jest informacji dotyczącej opadów w górnych częściach zlewni. Niestety, istniejące posterunki znajdują się też w dość wąskim przedziale wysokości (od 445 do 700 m n.p.m.). Problem ten jest dodatkowo spotęgowany relatywnie małą gęstością rozmieszczenia posterunków opadowych, co przekłada się na znaczną niepewność oszacowania wysokości opadu w poszczególnych zlewniach. Dodatkową kwestią wpływającą na wysokość opadu, którą trudno uwzględnić podczas obliczania średnich rocznych wartości dla danego obszaru, jest jego zależność od położenia względem wzniesień powodujących powstawanie cienia opadowego. Jak wskazuje Paczos (1975/1976; za: Laszczak i in. 2011), w Bieszczadach przekłada się to na znaczne różnice w wysokości gradientu opadowego, który wynosi od 84 mm/100 m na stokach zawietrznych do 104 mm/100 m na stokach dowietrznych. Sprawia to, że sumy roczne opadów po różnych stronach połonin mogą różnić się nawet o więcej niż 100 mm. Mając na uwadze, że podawane w literaturze sumy opadów atmosferycznych w Bieszczadach są na ogół wyraźnie niższe niż uzyskane w niniejszym opracowaniu należy podkreślić, że zawarte tu wyliczenia w oparciu o gradient 88,6 mm/100 m (za Cebulak i in. 2008) mogą być nadal nieznacznie niedoszacowane, wydają się jednak dobrze korespondować z obserwowaną wielkością odpływu z badanych zlewni.

Średnia roczna warstwa odpływu z analizowanego obszaru, wynosząca 803 mm, przewyższa przeglądowe ustalenia dotyczące Bieszczadów o ok. 100 mm (Ziemońska 1973; Gutry-Korycka 1985), przyjmując natomiast zbliżone wartości do wyników uzyskanych dla Bieszczadów w nowszych analizach (Mostowik i in. 2019b). Wyższe od znanych z wcześniejszych opracowań były także wartości współczynnika odpływu, wynoszące zależnie od zlewni 50 do 74%, podczas gdy podawane w literaturze wartości tego współczynnika wynoszą dla Bieszczadów od 50 do 60% (Dynowska 1991; Ziemońska 1973). Różnica średniej rocznej warstwy opadu (1256 mm) i odpływu (803 mm) jest natomiast zbliżona do znanych z literatury wartości parowania w Bieszczadach, przy czym można się spodziewać, że obliczone w niniejszym opracowaniu średnie opady, mimo że wyższe niż znane z wcześniejszych prac, wciąż mogą być nieznacznie niedoszacowane w górnych częściach zlewni. Średni roczny deficyt odpływu, który w dłuższym okresie można utożsamiać z parowaniem, w wieloleciu 1989–2018 wyniósł 453 mm, podczas gdy Gutry-Korycka (1985) podawała wartość około 400 mm, jako rzeczywiste roczne parowanie w Bieszczadach Zachodnich. Z kolei Kuźniar i in. (2011) obliczyli ewapotranspirację wskaźnikową w Bieszczadach w zakresie od poniżej 460 do ok. 480 mm (w okresie maj–październik, poza tym okresem występuje dodatkowe parowanie, jednak jest ono niewielkie), co pozwala przypuszczać, że rzeczywiste średnie roczne parowanie w Bieszczadach może przekraczać nawet 500 mm. Biorąc pod uwagę tę wartość oraz wielkość średniego rocznego odpływu rzecznego na poziomie 800 mm, wysokość średniego opadu w zlewni wynikającą z bilansu wodnego należałoby szacować na ponad 1300 mm (a więc o ok. 50 mm więcej niż suma opadu obliczona w niniejszym opracowaniu).

W badanym obszarze warstwa odpływu jest największa w zlewniach najwyższej położonych o szczególnie urozmaiconej rzeźbie terenu – WET-K i WOL-S (ok. 960–970 mm). Niższe wartości odnotowano w zlewniach, do których woda dopływa z obszarów niżej położonych, o większym udziale stoków o niewielkich nachyleniach – np. SAN-BW (zaledwie 600 mm). Na wysokość warstwy odpływu wpływa zatem zarówno wysokość opadów, w tym częstość i intensywność opadów nawalnych (wynikające z większych wysokości nad poziomem morza), jak i dynamika rzeźby, umożliwiającą wodzie szybszy spływ. Pochodną tego jest występowanie wyższego deficytu odpływu (parowania) w niżej położonych zlewniach (500–600 mm względem 340 mm w zlewni WOL-S) – właśnie z powodu wolniejszego odpływu wód w zlewni, a co za tym idzie dłuższego czasu, w jakim woda może parować bądź podlegać retencji podziemnej. O wolniejszym odpływie wody z niżej położonych zlewni (wyższym udziale wód opadowych zasilających wody podziemne) świadczy także opisywana w literaturze niezależność wysokości odpływu podziemnego w zlewniach bieszczadzkich od ich położenia nad poziomem morza – mimo wzrastających wraz ze wzrostem wysokości opadów (Mostowik i in. 2019a). Ponadto niżej położone zlewnie odznaczają się większą

ewapotranspiracją, zarówno ze względu na wyższe temperatury powietrza, jak i ze względu na charakter szaty roślinnej. Pewne przeszacowanie wartości parowania, utożsamianego tu z deficytem odpływu, może wynikać z błędów obliczeń opadu na podstawie uśrednionego dla całego obszaru gradientu opadowego. Zlewnie położone na wschód od głównych grzbietów znajdują się po zawietrznej stronie głównych masywów Bieszczadów Zachodnich, a więc prawdopodobnie znajdują się one w cieniu opadowym, w przeciwieństwie do intensywniej zasilanych stoków południowo-zachodnich. Zmienność deficytu odpływu z roku na rok jest tym niższa, im większa jest powierzchnia zlewni, co sugeruje, że znaczny rozmiar zlewni pozwala ograniczać wpływ lokalnych anomalii opadowych na formowanie się odpływu ze zlewni.

We wszystkich zlewniach obserwowane jest występowanie typowego dla wschodniej części polskich Karpat prostego reżimu o wezbraniu roztopowym (Dynowska 1971; Chelmiński i in. 1998–1999; Parajka i in. 2010). W marcu i kwietniu wartość odpływu jest w większości zlewni znacząco wyższa od opadów, osiągając przy tym najwyższe wartości w ciągu roku. Jest to szczególnie zauważalne w najwyższej położonych zlewniach Wetliny i Wołosatego, w których objętość zakumulowanego śniegu jest największa, a roztopy zaczynają się później, przez co są też bardziej intensywne. Co ciekawe, wyniki uzyskane w niniejszym opracowaniu w tych najwyższej położonych zlewniach wskazują na niedoszacowanie opadów zimowych (retencję śnieżną) względem wielkości odpływu w okresie roztopowym. Wielkość odpływu roztopowego wyraźnie przewyższa sumy opadów zimowych – w niektórych latach także łącznie z opadami jesiennymi. Wskazuje to, że gradient opadów w miesiącach zimowych w najwyższych partiach Bieszczadów może być znacząco niedoszacowany, co jednak przy braku całorocznej sieci pomiarowej na wierzchołkach jest obecnie trudne do zweryfikowania. Dodatkową kwestią jest rola cienia opadowego – być może jego intensywność zmienia się w ciągu roku, osiągając większe znaczenie zimą. Ponadto, na trudność oszacowania zimowych opadów mogą wpływać metodyczne problemy związane z pomiarem wysokości opadu śniegu. W kontekście przyszłych badań istotne jest także określenie wpływu szerszych uwarunkowań cyrkulacyjnych na zasoby wodne Bieszczadów. Istniejące opracowania wskazują, że w rzekach dorzecza górnej Wisły z ujemną fazą Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) zimą, czyli z chłodniejszym jej przebiegiem, związane są wyższe przepływy w okresie letnio-jesiennym. Dotyczy to jednak głównie lewostronnych dopływów Wisły (Wrzesiński i in. 2015) oraz Skawy i Dunajca, w związku z czym w przyszłości konieczne byłoby określenie, czy takie prawidłowości mają miejsce także w przypadku cieków odwadniających Bieszczady.

Można jednak bezsprzecznie stwierdzić, że odpływ w Bieszczadach w czasie roztopów znacząco przewyższa dostawę wody pod postacią opadów – głównym źródłem zasilania rzek jest wtedy topniejący śnieg. Ponadto, występujące opady

trafiają na nasycone wodą podłoże, w które nie mogą swobodnie infiltrować. Natomiast latem występuje znacząca przewaga opadów nad odpływem. W związku z wysoką ewapotranspiracją oraz znaczną dynamiką spływu wód w czasie nawalnych opadów letnich, pomimo znacznych sum opadu, okres ten nie sprzyja odbudowywaniu zasobów wodnych.

W badanym wieloleciu nie zaobserwowano spójnych i istotnych w całym Bieszczadach trendów, zarówno w opadach, odpływie jak i deficycie odpływu. Istotnie statystycznie trendy zmian deficytu odpływu w zlewniach SOL-BW oraz SAN-BW miały przeciwny kierunek, co utrudnia interpretację tendencji zmian. W badaniach Mostowik i in. (2019b) także wykazano, że w Bieszczadach w wieloleciu 1986–2015 nie nastąpiła istotna statystycznie zmiana wielkości odpływu rzeczno-gwiazdowego w skali roku. Zauważalny natomiast jest wzrost średniej rocznej temperatury powietrza i przepływów w okresie zimowym oraz spadek przepływów jesiennych, a także zmiana typu opadów zimowych – częściej występują wtedy opady deszczowe (Mostowik i in. 2019b). Ponadto, bardzo wyraźnie wzrasta temperatura latem oraz liczba długich okresów suchych i gorących (Pińskwar i in. 2019), czego znaczenie widać na przykładzie spadającego stosunku odpływu do opadu w części zlewni w kilku ostatnich latach badanego wielolecia, głównie w suchych latach 2013 i 2015. W tym kontekście istotne jest to, że zima jest obecnie okresem gromadzenia wody odpływającej w późniejszym okresie roku, a także, w połączeniu z roztopami, okresem zasilania wód podziemnych. Dalsze ograniczanie akumulacji wody, jej ucieczka ze zlewni już zimą, może prowadzić do jej deficytów w okresie letnio-jesiennym, który już charakteryzuje się najniższym odpływem całkowitym i podziemnym w ciągu roku (Tomaszewski 2001; Bartnik 2005; Rzonca i in. 2016). Przykładowo, na posterunku na Sanie w Dwerniku moduł zasilania podziemnego w kwietniu może być nawet dziewięciokrotnie wyższy niż w październiku; także w kwietniu średni miesięczny niski odpływ jednostkowy jest na tym posterunku czterokrotnie wyższy niż we wrześniu i październiku (Tomaszewski 2001; Bartnik 2005). W związku z tym oraz z faktem, że potencjał zasobności zbiorników wód podziemnych w Bieszczadach jest niski, w przyszłości może dochodzić do lokalnych problemów z zaopatrzeniem ludności w wodę, jak i problemów ekologicznych dla organizmów żyjących w rzekach. Jest to zgodne z prognozowanym przez Buczyńskiego i Wcisło (2013) spadkiem opadów i wynikającym z niego znacznym obniżeniem się zwierciadła wód podziemnych w utworach fliszowych (na przykładzie zlewni górnej Muszynki), zwłaszcza w strefach wododziałowych, nawet o 40 metrów. Z drugiej strony, w kontekście możliwości utrzymania potencjału gromadzenia zasobów wodnych w warunkach zmieniającego się klimatu, zlewnie położone w najwyższych częściach Bieszczadów wydają się obszarami o stabilnym zasilaniu. Zimą istnieją tam warunki umożliwiające formowanie się trwałej pokrywy śnieżnej (ze względu na niskie temperatury i wysokie opady zimą, wynikające z dużej wysokości nad poziomem

morza), co przekłada się na odnawianie zasobów wód podziemnych, czego skutkiem jest wiosenny odpływ podziemny sięgający nawet 18 l/s/km² (Tomaszewski 2001). Stale rosnąca temperatura może natomiast wymusić w tych zlewniach szybszy odpływ wody zimą, rzutując tym samym na retencję śnieżną oraz zasilanie wód podziemnych, co w konsekwencji może w przyszłości skutkować zmianami charakterystyk bilansu wodnego w czasie całego roku hydrologicznego.

Podsumowanie

System funkcjonowania badanych bieszczadzkich rzek wykazuje dużą zależność od zimowej akumulacji wody w śniegu, która pozwala na występowanie maksimum przepływów w okresie roztopowym oraz od letniego intensywnego parowania, które warunkuje występowanie głębokich niżówek w sierpniu i wrześniu. Mimo, że badania nie wskazują na wystąpienie znaczących zmian w składowych bilansu wodnego w latach 1989–2018, można przypuszczać, że duże bieszczadzkie ciekłe będą wrażliwe na prognozowane zmiany klimatu, ograniczające możliwość zimowego gromadzenia wody w zlewni, a zwiększające intensywność parowania latem. Wskaźnikiem tych zmian jest zaobserwowana w badanych zlewniach malejąca ilość odpływu względem opadu w ostatnich kilku latach. Prognozowane przyspieszenie zmian warunków obiegu wody w Bieszczadach będzie się wiązać ze wzrostem temperatury zimą, który spowoduje częstsze występowanie odwilży i wzrost częstości oraz intensywności opadów deszczowych w czasie tej pory roku. Taki scenariusz przełoży się na funkcjonowanie ekosystemów wodnych oraz gospodarki wodnej – zarówno w Bieszczadach jak i na obszarze całego dorzecza Sanu.

Obliczone na potrzeby opracowania wartości wysokości opadów w bieszczadzkich zlewniach, mimo że wyższe od przyjmowanych w istniejących opracowaniach, wciąż wymagają pewnej korekty, z uwzględnieniem różnicy opadów na dowietrznych i zawietrznych stronach grzbietów oraz lepszego rozpoznania zróżnicowania gradientu opadowego w ciągu roku.

W pracy wykorzystano wyniki badań prowadzonych w ramach projektu badawczego Obieg wody w małych zlewniach w Karpatach fliszowych na przykładzie Połoniny Wetlińskiej (Bieszczady Wysokie, Polska) o nr 2016/23/N/ST10/01327 finansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki.

Podziękowania / Acknowledgements

Artykuł powstał w ramach projektu „HydroBieszczady”. Autorzy pragną podziękować uczestnikom prac terenowych. / The paper was written as part of the research program “HydroBieszczady”. The authors would like to thank all fieldwork participants.

Literatura

- Bartnik A. 2005. Odpływ niski w Polsce. *Acta Geographica Lodziensia* 91: 1–95.
- Birsan M.V., Zaharia L., Chendes V., Branescu E. 2014. Seasonal trends in Romanian streamflow. *Hydrological Processes* 28: 4496–4505. <https://doi.org/10.1002/hyp.9961>.
- Buczyński S., Wcisło M. 2013. Predicting climate-induced changes in groundwater resources on the basis of hydrogeological model research: Case study of the Carpathian flysch belt. *Episodes*. 36 (2): 105–114.
- Cebulak E., Limanówka D., Malota A., Niedbała J., Pyrc R., Starkel L. 2008. Przebieg i skutki ulewy w dorzeczu górnego Sanu w dniu 26 lipca 2005 r. *Materiały Badawcze IMiGW, Seria Meteorologia* 40: 1–56.
- Cebulska M., Szczepanek R., Twardosz R. 2013. Rozkład przestrzenny opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej Wisły. *Opady średnie roczne (1952–1981)*. WIS PK, IGiGP UJ, Kraków. 84 ss.
- Chelmicki W., Baścik M., Pociask-Karteczka J. 1995. Bilans wodny pogórskich zlewni Starej Rzeki i Dworskiego Potoku w latach 1987–1995. W: Kaszowski L. (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego progó Karpat pomiędzy Rabą i Uszwią*. Inst. Geogr. UJ, Kraków, ss. 171–183.
- Chelmicki W., Skąpski R., Soja R. 1998–1999. Reżim hydrologiczny rzek karpacczych w Polsce. *Folia Geographica, Series Geographica Physica* 29–30: 67–80.
- Chowaniec J., Oszczytko N., Witek K. 1983. Hydrogeologiczne cechy warstw krośnieńskich centralnej depresji karpacczej. *Kwartalnik Geologiczny* 27: 797–810.
- Dobija A. 1981. Sezonowa zmienność odpływu w zlewni górnej Wisły (po Zawichost). *Prace Geograficzne* 53: 51–112.
- Dynowska I. 1971. Typy reżimów rzecznych w Polsce, *Zeszyty Naukowe UJ. Prace Geograficzne* 28: 1–150.
- Dynowska I. 1991. Bilans wodny. W: Dynowska I., Maciejewski M. (red.), *Dorzecze Górnej Wisły. Część 1*. PWN, Warszawa-Kraków, ss. 223–227.
- Górnik M. 2020. Changing trends of river flows in the Upper Vistula Basin (East-Central Europe). *Acta Geophysica* 68: 495–504. <https://doi.org/10.1007/s11600-020-00400-9>.
- Gutry-Korycka M. 1985. Struktura naturalnego bilansu wodnego Polski (1931–1960). *Prace i Studia Geograficzne* 7: 91–134.
- Gutry-Korycka M., Sadurski A., Kundzewicz Z.W., Pociask-Karteczka J., Skrzypczyk L. 2014. Zasoby wodne a ich wykorzystanie. *Nauka* 1: 77–98.
- Kundzewicz Z.W., Piniewski M., Mezghani A., Okruszko T., Pińskwar I., Kardel I., Hov Ø., Szcześniak M., Szwed M., Benestad R. E., Marcinkowski P., Graczyk D., Dobler A., Førland E. J., O’Keefe J., Choryński A., Parding K. M., Haugen

- J.E. 2018a. Assessment of climate change and associated impact on selected sectors in Poland. *Acta Geophysica* 66: 1509–1523. <https://doi.org/10.1007/s11600-018-0220-4>.
- Kundzewicz Z.W., Pińskwar I., Brakenridge G.R. 2018b. Changes in river flood hazard in Europe: A review. *Hydrology Research* 49: 294–302. <https://doi.org/10.2166/nh.2017.016>.
- Kuźniar A., Twardy S., Kowalczyk A., Kostuch M. 2011. An assessment of the water requirements of a mountain pasture sward in the Polish Western Carpathians. *Journal of Water and Land Development* 15: 193–208.
- Laszczak E., Ziółkowski L., Siwek J. 2011. Opady i pokrywa śnieżna. W: Rzonca B., Siwek J. (red.), *Hydrologia Bieszczadów. Zlewnie Sanu i Solinki do Jeziora Solińskiego*. Wyd. IGiGP, Kraków, ss. 21–29.
- Łajczak A. 1996. *Hydrologia*. W: Skiba S. (red.), *Plan ochrony Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Operat ochrony zasobów przyrody nieożywionej i gleb. BdPN (maszynopis), Ustrzyki Dolne*, ss. 12–38.
- Michna E., Paczos S. 1972. *Zarys klimatu Bieszczadów Zachodnich*. Wyd. Ossolineum, Wrocław-Gdańsk, 73 ss.
- Mostowik K., Jastrzębska B., Kowalik K., Powroźnik P., Pufelska M., Rzonca B., Siwek J. 2019a. Odpływ podziemny ze zlewni elementarnych w Bieszczadach. *Roczniki Bieszczadzkie* 27: 385–405.
- Mostowik K., Siwek J., Kisiel M., Kowalik K., Krzysik M., Plenzler J., Rzonca B. 2019b. Runoff trends in a changing climate in the Eastern Carpathians (Bieszczady Mountains, Poland), *Catena* 182, 104174. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104174>
- Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B. 1991. *Klimat*. W: Dynowska I., Maciejewski M. (red.), *Dorzecze górnej Wisły, Część I*. PWN. Warszawa-Kraków, ss. 68–84.
- Obrębska-Starkłowa B., Hess M., Olecki Z., Trepińska J., Kowanetz L. 1995. *Klimat*. W: Warszńska J. (red.), *Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*. Uniwersytet Jagielloński, Kraków, ss. 31–47.
- Parajka J., Kohnová S., Bálint G., Barbuc M., Borga M., Claps P., Cheval S., Dumitrescu A., Gaume E., Hlavčová K., Merz R., Pfaundler M., Stancalie G., Szolgay J., Blöschl G. 2010. Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine-Carpathian range. *Journal of Hydrology* 394: 78–89.
- Piniewski M., Marcinkowski P., Kundzewicz Z.W. 2018. Trend detection in river flows indices in Poland. *Acta Geophysica* 66: 347–360. <https://doi.org/10.1007/s11600-018-0116-3>.
- Piniewski M., Szcześniak M., Kundzewicz Z.W., Mezghani A., Hov Ø. 2017. Changes in low and high flows in the Vistula and the Odra basins: Model projections in the European-scale context. *Hydrological Processes* 31: 2210–2225. <https://doi.org/10.1002/hyp.11176>.

- Pińskwar I., Choryński A., Graczyk D., Kundzewicz Z.W. 2019. Observed changes in precipitation totals in Poland. *Geografie* 124: 237–264. <https://doi.org/10.37040/geografie2019124030237>.
- Punzet J. 1983. Zasoby wodne dorzecza górnej Wisły. Przepływy średnie. *Rocznik Nauk Rolniczych, Seria D* 192: 1–84.
- Rzonca B., Siwek J., Zawilo M., Bryndza M., Dojtrowska I., Lasota J., Piech K., Sajdak M. 2016. Niżówka w Bieszczadach w 2015 roku. *Roczniki Bieszczadzkie* 24: 263–279.
- Searcy J.K., Hardison C.H. 1960. *Double-Mass Curves Manual of Hydrology: Part 1 General Surface Water Techniques*. United States Government Printing Office, Washington, 66 ss.
- Stachy J. (red.). 1987. *Atlas hydrologiczny Polski. Tom 2. Wyd. Geologiczne*, Warszawa.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2012.11.002>.
- Tomaszewski E. 2001. Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971-1990. *Acta Geographica Lodziensia* 79: 1–149.
- Wrzesiński D., Ogór T., Plewa K. 2015. Wpływ Oscylacji Północnoatlantyckiej na przepływy rzek w dorzeczu górnej Wisły. *Badania Fizjograficzne* 195-203. <https://doi.org/10.14746/bfg.2015.6.15>.
- Viviroli D., Dürr H.H., Messerli B., Meybeck M., Weingartner R. 2007. Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance. *Water Resources Research*: 43, W07447. doi:10.1029/2006WR005653.
- Ziemońska Z. 1973. Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich. *Prace Geograficzne* 103: 1–130.

Summary

Mountain ranges, such as the Carpathians, are characterized by great water resources, which supply surrounding lowland areas. A substantial part of total water resources in the Polish part of Outer Carpathians is generated in the Bieszczady Mta, drained by San and Solinka rivers and their tributaries. Despite many studies conducted on water resources in the Outer Carpathians, there are still some inconsistencies in the assessment of water balance components across this region. Furthermore, ongoing climate changes might have affected water resources already, although future scenarios for hydrological conditions in the Carpathians do not show clear pattern. Therefore, the aim of this study was to determine water balance components (precipitation, runoff and runoff deficit) in selected catchments in the Bieszczady Mta for the period 1989–2018. We described spa-

tial and temporal variability of water resources through a year, annually and in the whole study period. Trends in precipitation, runoff, and runoff deficit in the period 1989–2018 were also investigated.

The study was based on data from the national hydro- and meteorological network supervised by IMGW–PIB. Six precipitation gauges and five water level gauges with complete data series were selected for the analyses (Fig. 1, Table 1). The spatial distribution of precipitation was estimated on a base of averaged precipitation at selected gauges, the annual and monthly rainfall gradients and DEM with 1" resolution. Runoff deficit (runoff subtracted from precipitation) was assumed as an approximation of evaporation. Trends in water balance components were evaluated using the nonparametric Mann-Kendall test and Theil-Sen estimator.

Mean annual sum of precipitation in the Bieszczady Mts was 1256 mm and varied from 1199 mm in the SOL-BW (abbreviations explained in Table 1) catchment to 1323 mm in the WET-K catchment (Fig. 2, Table 2). Differences in the total annual runoff between catchments were more remarkable – from 605 mm in the SAN-BW catchment up to 969 mm in the WOL-S catchment (Fig. 2, Table 2, Appendix 1). Therefore, obtained runoff deficit was highly variable with the maximum of 608 mm yielded in the SAN-BW catchment (Table 2, Fig. 3, Appendix 1). Annual runoff and precipitation did not exhibit any significant trends in the study period; nonetheless, the analysis of cumulative curves revealed a decrease in runoff during last years (Fig. 4). Furthermore, there were no clear trends in annual runoff deficit. The studied catchments were characterized by the highest precipitation in summer, runoff maximum in March and April and runoff minimum in August (Fig. 5). Runoff deficit was the highest in July, whereas the lowest, negative values were noted in March and April with substantial differences between catchments – clear dominance of runoff over precipitation was typical for high-elevated catchments (Fig. 5).

Water resources in the Bieszczady Mountains strongly depend on winter snow precipitation and on the intensity of summer evaporation. In comparison to many studies which underestimated precipitation totals in this region, precipitation obtained in this study are supposed to be more accurate as they better balance the river runoff. However, some improvements still need to be made including windward and leeward differences or more detailed identification of rainfall gradient through the year. Although there are no statistically significant changes in water resources, a slight decrease in runoff during last years may be found alarming. Higher air temperature and evaporation in summer together with more rainfall precipitation in winter may force an increase in a fast flow component and a groundwater depletion, affecting local ecosystems and water management strategies.

Załącznik 1. Składowe bilansu wodnego w badanych zlewniach w poszczególnych latach wielolecia 1989–2018 (P – opad, E – parowanie, R – odpływ).

Appendix 1. Water balance components in studied catchments in 1989-2018 (P – precipitation, E – evaporation, R – runoff).

	SOL-T			WET-K			WOL-S		
[mm]	P	E	R	P	E	R	P	E	R
1989	1238	457	781	1318	184	1135	1305	432	873
1990	1151	495	656	1231	475	757	1218	360	858
1991	1107	458	649	1187	336	851	1174	108	1067
1992	1157	483	674	1237	467	770	1224	336	888
1993	1194	447	747	1274	362	912	1261	343	919
1994	1062	448	614	1142	245	897	1129	374	755
1995	1148	337	811	1228	164	1064	1215	266	949
1996	1380	499	881	1460	310	1150	1447	378	1069
1997	1274	393	881	1354	381	973	1341	364	977
1998	1524	470	1054	1604	381	1223	1591	286	1306
1999	1200	420	780	1280	461	819	1267	191	1076
2000	1215	430	785	1295	342	953	1282	302	981
2001	1518	544	974	1598	515	1083	1585	457	1128
2002	1315	484	831	1395	475	921	1382	282	1100
2003	1048	451	597	1128	310	818	1115	425	691
2004	1355	449	906	1435	376	1059	1422	354	1069
2005	1365	401	964	1445	375	1070	1432	347	1086
2006	1265	396	869	1345	329	1016	1332	272	1060
2007	1344	612	732	1424	490	934	1411	413	999
2008	1453	401	1052	1533	417	1116	1520	367	1154
2009	1249	452	797	1329	314	1016	1316	294	1023
2010	1326	343	983	1406	150	1256	1393	125	1268
2011	1154	390	764	1234	288	946	1221	367	855
2012	1208	466	742	1288	307	981	1275	305	971
2013	1062	376	686	1142	299	843	1129	241	888
2014	1280	567	713	1360	621	739	1347	423	925
2015	961	442	519	1041	444	597	1028	302	726
2016	1264	594	670	1344	457	887	1331	543	789
2017	1228	479	749	1308	328	980	1295	432	863
2018	1257	467	790	1337	264	1074	1324	535	789

	SAN-Z			SAN-D			SOL-BW			SAN-BW		
[mm]	P	E	R	P	E	R	P	E	R	P	E	R
1989	1235	533	702	1235	634	601	1194	471	724	1208	713	495
1990	1148	570	578	1148	617	531	1107	353	754	1121	717	404
1991	1104	484	620	1104	561	543	1063	482	581	1077	738	339
1992	1154	605	548	1154	695	460	1113	237	876	1127	834	293
1993	1191	496	695	1191	581	610	1150	400	750	1164	674	490
1994	1059	520	539	1059	521	539	1018	425	593	1032	577	455
1995	1145	419	726	1145	445	700	1104	277	827	1118	515	603
1996	1377	551	826	1377	527	850	1336	509	827	1350	585	765
1997	1271	440	831	1271	497	774	1230	305	926	1244	549	695
1998	1521	541	979	1521	549	972	1480	378	1103	1494	652	842
1999	1197	426	770	1197	416	781	1156	379	777	1170	506	664
2000	1212	495	717	1212	508	705	1171	351	820	1185	588	597
2001	1515	620	895	1515	613	903	1474	404	1071	1488	673	815
2002	1312	517	795	1312	482	830	1271	421	851	1285	560	725
2003	1045	473	572	1045	467	579	1004	493	512	1018	483	535
2004	1352	522	829	1352	517	836	1311	341	970	1325	580	745
2005	1362	469	893	1362	456	906	1321	277	1045	1335	498	837
2006	1262	478	783	1262	525	738	1221	265	956	1235	623	612
2007	1341	670	671	1341	669	673	1300	568	732	1314	769	546
2008	1450	437	1013	1450	518	932	1409	315	1095	1423	578	846
2009	1246	472	774	1246	482	764	1205	499	706	1219	556	663
2010	1323	384	939	1323	429	895	1282	381	901	1296	547	749
2011	1151	407	744	1151	405	747	1110	420	690	1124	413	712
2012	1205	475	730	1205	434	772	1164	547	618	1178	484	694
2013	1059	396	663	1059	462	597	1018	384	634	1032	549	483
2014	1277	577	700	1277	674	603	1236	512	724	1250	772	478
2015	958	466	491	958	547	411	917	389	528	931	642	289
2016	1261	627	634	1261	730	532	1220	613	607	1234	801	433
2017	1225	503	722	1225	529	696	1184	524	661	1198	567	632
2018	1254	510	744	1254	511	743	1213	505	708	1227	499	728

