



Potencjał zasobności zbiorników wód podziemnych w Bieszczadach Wysokich

The storage capacity of groundwater reservoirs in the High Bieszczady Mountains (SE Poland)

Karolina Mostowik¹ • Marta Kisiel² • Bartłomiej Rzonca¹ • Janusz Siwek¹

¹Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

karolina.mostowik@doctoral.uj.edu.pl • b.rzonca@geo.uj.edu.pl • janusz.siwek@uj.edu.pl

²Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych

ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków

m.kisiel@doctoral.uj.edu.pl

Zarys treści. W pracy podjęto próbę oceny zasobności zbiorników wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w subzlewniach Sanu w Bieszczadach Wysokich. W tym celu dokonano analizy wyznaczonych graficznie recesyjnych odcinków hydrogramów odpływu w trzech profilach wodowskazowych w Zatwarnicy (San), Dwerniku (San) i Stuposianach (Wołosaty) w latach 2005–2015. Dla każdego odcinka obliczono współczynnik recesji (α) informujący o tempie szczypania zasobów oraz maksymalny potencjał zasobności zbiorników (W_{\max}), a także wyznaczono wzorcowe krzywe wysychania w badanych subzlewniach. Tempo szczypania zbiorników wodonośnych było wyrażone wartościami α rzędu 10^{-2} . We wszystkich zlewniach przeciętne wartości α i W_{\max} były wyższe w półroczu zimowym niż w letnim. Kształt krzywych recesji wskazywał, że drenowanie zbiorników odbywało się w dwóch fazach: pierwszej, szybszej, o prawdopodobnie znaczącym udziale odpływu śródpokrywowego, oraz drugiej, wolniejszej, obejmującej tylko zasoby wód podziemnych. Subzlewnie Sanu, których obszar zbudowany jest w przewodzie z warstw krośnieńskich jednostki śląskiej (Zatwarnica i Dwernik), wykazują podobne wartości W_{\max} (Me: 14–21 mm), natomiast w wyższej położonej zlewni Wołosatego (Stuposiany), na obszarze której nasunięcie jednostki dukielskiej może mieć duży wpływ na miąższość strefy przepuszczalnej, W_{\max} miało wyższe wartości (Me: 20–32 mm).

Słowa kluczowe: zasoby wód, krzywe recesji, odpływ podziemny, Karpaty fliszowe.

Wstęp

Zasoby wodne, na wielu obszarach deficytowe, stają się coraz bardziej poszukiwanym strategicznym dobrem. Źródłem zaopatrzenia w wodę w znacznej mierze są zasoby wód podziemnych, których ilość i jakość cechują się stabilnością w porównaniu do wód powierzchniowych. W prognozach wpływu zmian klimatu na zasoby wód podziemnych podkreśla się jednak możliwe pojawienie się lub po-

głębień deficytu tych zasobów oraz występowanie długotrwałych niżówek (Buczynski i Wcisło, 2013; Gutry-Korycka i inni, 2014).

Zasoby wód podziemnych obejmują całkowitą objętość wody wolnej zawartej w porach, próżniach i szczelinach skalnych, a ich wielkość może być określana m. in. dla danego poziomu wodonośnego lub fragmentu zlewni (Pazdro i Kozerski, 1990). Ocena zasobności zbiorników wód podziemnych często dokonywana jest dla tzw. strefy aktywnej wymiany wód (wód potamicznych), rozumianej jako przypowierzchniowa, ograniczona przestrzeń litosfery, która jest drenowana przez źródła i rzeki (Jokiel, 1994). Wielkość zasobów wód podziemnych strefy aktywnej wymiany jest wypadkową wielu czynników, do których należą przede wszystkim wielkość i intensywność opadów atmosferycznych, topografia obszaru oraz cechy litologiczne, tektoniczne i własności hydrogeologiczne lokalnych struktur geologicznych. Wody podziemne, zasilane w procesie infiltracji przez opady atmosferyczne, docierają do koryta cieków odpływem śródpokrywowym (w glebie i pokrywach stokowych) i podziemnym – gruntowym (Gutry-Korycka i Soczyńska, 1990).

W badaniach warunków krążenia wody w zlewniach szczególna uwaga kierowana jest na obszary górskie, gdzie znacznemu zasilaniu opadowemu towarzyszy szybki odpływ, a zasoby wód podziemnych są generalnie uznawane za niskie. Warstwy wodonośne w skałach fliszowych dominujących w polskich Karpatach (kredowo-paleogeńskie piętro wodonośne) zasadniczo cechują się niskimi wartościami wydajności i współczynnika filtracji, a strefa aktywnej wymiany wód sięga maksymalnie 80 m (Chowaniec, 1998–1999). Jednocześnie istnieje wiele obszarów w obrębie Karpat fliszowych, których zasoby wód podziemnych dotychczas nie zostały ocenione i zbadane.

W perspektywie zmieniających się warunków klimatycznych i potencjalnego zmniejszenia zasobów wodnych niezwykle ważne wydaje się podjęcie problematyki zasobności zbiorników wód podziemnych, szczególnie w obrębie obszarów o stosunkowo niewielkim stopniu antropopresji. Za cel pracy przyjęto określenie potencjału zasobności zbiorników wód podziemnych oraz dynamiki ich szczypania w subzlewniach górnego Sanu powyżej zbiornika Solińskiego (Bieszczady Wysokie) na podstawie krzywych wysychania wybranych rzek z okresu 2005–2015.

Obszar badań

Obszarem badań jest zlewnia górnego Sanu położona w Bieszczadach Wysokich (Zewnętrzne Karpaty Wschodnie) i obejmująca najwyższe partie tych gór. Sieć rzeczna w Bieszczadach Wysokich ma układ kratowy, nawiązujący do budowy geologicznej. Dominują tutaj dwa kierunki przebiegu dolin: nawiązujący do biegu warstw skalnych SE-NW (np. San, Wetlina) i prostopadły do niego SW-NE (np. Wołosaty, Dwernik). Do analizy wybrano trzy subzlewnie zamknięte profilami wo-

dowskazowymi w Zatwarnicy (San), Dwerniku (San) oraz Stuposianach (Wołosaty – lewobrzeżny dopływ Sanu). San jest rzeką II rzędu, a Wołosaty – III rzędu (Czarnecka, 2005). Wybrane posterunki należą do sieci pomiarowo-obszaryjnej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (ryc. 1).



Ryc. 1. Obszar badań z uwzględnieniem wybranych stacji hydrologicznych i meteorologicznych IMGW-PIB oraz budowy geologicznej Bieszczadów

Location of the study area superimposed on a geological map; selected gauging and weather stations included

Opracowanie własne, budowa geologiczna na podstawie: Ślącza i Żyto (1978); Haczewski i inni (2007) / Authors' own elaboration, geological map after Ślącza and Żyto (1978); Haczewski et al. (2007).

Bieszczady Wysokie zbudowane są ze skał fliszowych dwóch jednostek strukturalnych: śląskiej (dominującej) i nasuniętej na nią od południa jednostki dukielskiej. Obszar badań tworzą przede wszystkim zdominowane przez gruboławicowe piaskowce warstwy krośnieńskie jednostki śląskiej, tworzące strefę centralnej depresji karpackiej (Chowaniec i inni, 1983; Haczewski i inni, 2007). Warstwy krośnieńskie wyróżniają się w tej części Karpat obecnością piaskowców otryckich – silnie scementowanych, gruboławicowych, miększych do 200 m pakietów piaskowców budujących grzbiety górskie, które są poprzedzielane mniej odpornym na erozję fliszem z przewagą łupków (Ślącza i Żytko, 1978; Haczewski i inni, 2007). W obrębie warstw krośnieńskich wyróżnia się również odłaniające się w obniżeniach ogniwa cienkoławicowego fliszu piaskowcowego i łupkowego. W południowej, brzegowej części jednostki śląskiej, wydzielana jest strefa przeddukielska z chaotycznym kompleksem cienkoławicowego fliszu z dużym udziałem łupków. Niewielką część obszaru badań buduje jednostka dukielska, zdominowana w tym regionie przez gruboławicowy flisz piaskowcowy warstw ciśnieńskich (Haczewski i inni, 2007). Do budowy geologicznej silnie nawiązuje morfologia terenu, a strukturalne założenia rzeźby wyrażają się w rusztowym układzie grzbietów o orientacji NW-SE. Od grzbietów głównych odchodzą prostopadłe grzbiety boczne, mające profil schodkowy, który nawiązuje do odporności warstw skalnych.

We fliszu Bieszczadów Wysokich kompleksy piaskowcowe warstw otryckich i ciśnieńskich tworzą warstwy wodonośne, które mają tutaj charakter szczelinowo-porowy. Przepływ wód odbywa się głównie poprzez spękania ciosowe piaskowców, gdyż ich porowatość wynosi zaledwie 2–6% (Królikowski i Muszyński, 1969). Mała zasobność w wody podziemne spowodowana jest ograniczoną retencją w strefie przepuszczalnej, wynikającą z jej niewielkiej miąższości (do 40 m) oraz, jak wspomniano, bardzo niską porowatością. Wartość współczynnika filtracji skał jest także niska. Przyjmuje się, że w warstwach krośnieńskich do głębokości 20 m wynosi on średnio $1,4 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$, a w przedziale głębokości 20–40 m – $2,4 \cdot 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ (Chowaniec i inni, 1983). Należy jednak zauważyć, że występujące lokalnie większe zespoły szczelin (związane na przykład ze strefami uskokowymi) mogą znacząco zwiększać przepuszczalność skał, na co wskazuje chociażby występowanie wysokowydajnych źródeł na Połoninie Wetlińskiej w pobliżu strefy grzbietowej masywu (Kisiel i inni, 2015; Mocior i inni, 2015; Mostowik i inni, 2016). Dodatkowe niewielkie zasoby wód podziemnych związane są również z czwartorzędowym poziomem wodonośnym rozwiniętym w dolinach większych rzek (San, Wołosaty).

W wybranych zlewniach zachodzi przede wszystkim liniowy (rzeki) oraz punktowy (głównie źródła i młaki) drenaż wód podziemnych, a sporadycznie wody podziemne są drenowane powierzchniowo (obszary podmokłe). W regionalnych charakterystykach podziemnego odpływu jednostkowego w Bieszczadach wskazuje się, że wynosi on od 5 do powyżej $10 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$, co stanowi od 25 do 45% całości odpływu rzeczny (Dynowska, 1983; Łajczak, 1996). Badania przeprowa-

dzone w okresie głębokiej niżówki w małych zlewniach bieszczadzkich, wskazują na jeszcze niższe wartości podziemnego odpływu jednostkowego, wynoszące nawet poniżej $1 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$ (Plenzler i inni, 2010).

Materiał i metody

Wielkość zasilania podziemnego cieką i zasobność zbiorników wód podziemnych była przedmiotem wielu badań, w tym wykorzystujących wyłącznie metody określania odpływu podziemnego oraz polegających na modelowaniu hydrogramu odpływu całkowitego (Maillet, 1905; Appleby, 1974; Gutry-Korycka 1975; Soczyńska, 1990; Tallaksen, 1995). E. Maillet (1905) określił związek funkcyjny między pojemnością zbiornika wód podziemnych w okresie braku alimentacji (infiltracji opadów) a przepływem cieką (lub wydajnością źródła). Znajomość tej zależności umożliwiła zastosowanie metody Mailleta (zwanej również metodą krzywych recesji) do oceny zasobności zbiorników wód podziemnych wyłącznie na podstawie danych hydrometrycznych. Zastosowanie tej metody do badania warunków krążenia wody w zlewniach w trudno dostępnych i chronionych rejonach górskich jest zatem szczególnie przydatne.

W niniejszej pracy dokonano rozpoznania zasobów wód podziemnych strefy aktywnej wymiany wody w wybranych zlewniach Bieszczadów Wysokich na podstawie analizy recesyjnych odcinków hydrogramu odpływu cieków, znajdujących się w fazie reżimu własnego, kiedy szczytowane są wyłącznie zasoby wód podziemnych danej zlewni. Metoda ta wykorzystuje równanie eksponentialnego spadku przepływów (Maillet, 1905), znajdujące powszechne zastosowanie w badaniach zasobności zbiorników wód podziemnych zasilających źródła i cieką (Jokiel, 1994, 1996; Tallaksen, 1995; Amit i inni, 2002; Vitvar i inni, 2002; Buczyński i Rzonca, 2011; Liberacki i inni, 2015):

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (1)$$

gdzie:

Q_t – wydajność po czasie t ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$),

Q_0 – wydajność początkowa ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$),

α – współczynnik wysychania (doba^{-1}),

t – czas trwania recesji (doba).

Przeprowadzone w pracy badania objęły wyznaczenie krzywych wysychania w latach hydrologicznych 2005–2015 na podstawie hydrogramów odpływu w trzech profilach wodowskazowych zlewni górnego Sanu (tab. 1): Zatwarnica (San), Dwernik (San) i Stuposiany (Wołosaty). Hydrogramy odpływu wykreślono na podstawie dobowych wartości przepływu (dane IMGW-PIB).

Tabela 1. Podstawowe charakterystyki odpływu rzecznego w badanych zlewniach w okresie 2005–2015*Basic parameters of river runoff in the catchments studied, in the period 2005–2015*

Rzeka River	Posterunek Gauging station	Powierzchnia Catchment area [km ²]	Przepływy charakterystyczne Streamflow characteristics [m ³ s ⁻¹]			Średni odpływ jednostkowy Average specific runoff [dm ³ s ⁻¹ km ²]	Średni roczny odpływ całkowity Average runoff [mm]
			SSQ*	SNQ*	NNQ*		
San	Zatwarnica	494,26	11,94	0,96	0,56	24,2	762
San	Dwernik	418,28	9,66	0,73	0,39	23,1	728
Wołosaty	Stuposiany	116,84	3,70	0,35	0,19	31,7	999

*SSQ – average flow, SNQ – average minimum flow, NNQ – minimum flow

Opracowanie własne / Authors' own elaboration.

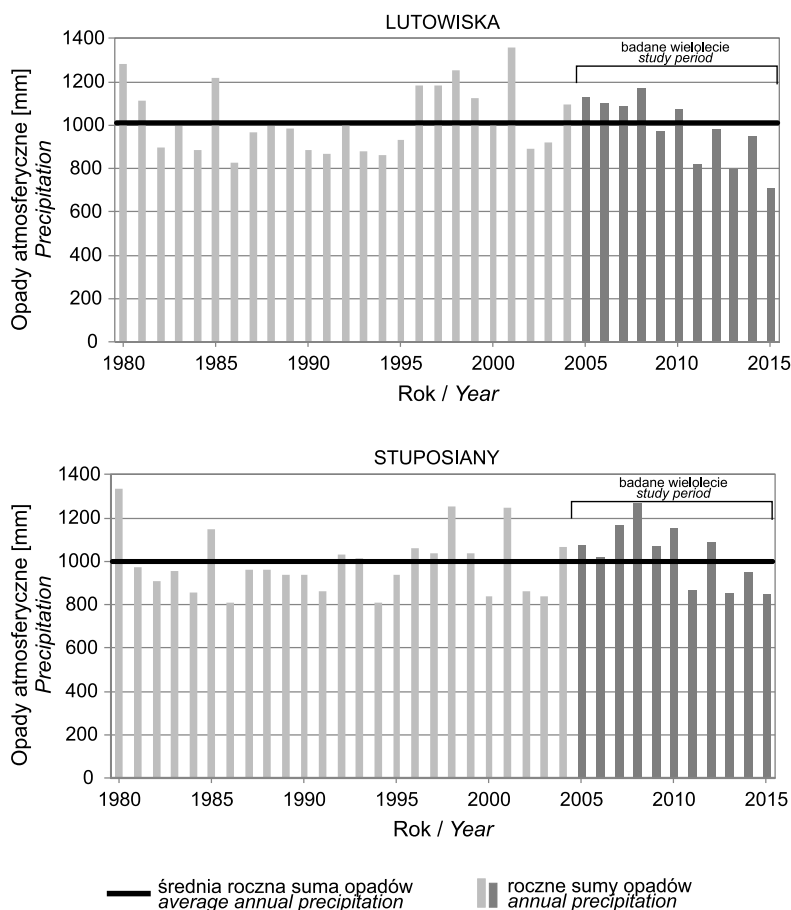
Na hydrogramach odpływu przepływ przedstawiono w skali logarytmicznej, co umożliwiło zastosowanie metody graficznej do wyznaczenia początku krzywych wysychania. Celem zastosowania skali logarytmicznej była identyfikacja punktu załamania, oddzielającego odcinek hydrogramu reprezentujący spływ okresowy (powierzchniowy i śródpokrywowy), związany z przejściem fali wezbrań od rzeczywistej krzywej wysychania, czyli odcinka reprezentującego okres zasilania rzeki wodami podziemnymi (Ackroyd i inni, 1967; Jokiel, 1994). Spośród obserwowanych krzywych wysychania do badań wybrano odcinki trwające ≥ 10 dni i znajdujące się w fazie reżimu własnego (brak zasilania opadowego lub opad nieefektywny), którą określono na podstawie dobowych sum opadów z lat 2005–2015 na stacjach klimatologicznych IMGW-PIB w Stuposianach i w Lutowskiach. Na podstawie eksponentywnego równania spadku przepływów (równanie 1) wyznaczono współczynniki recesji α , opisujące poszczególne krzywe wysychania. W wyraźnie dwudzielnych okresach recesji współczynniki recesji wyznaczono dla obu odcinków (bardziej i mniej stromego). Znajomość współczynników recesji (α) w badanych zlewniach o określonej powierzchni (A , m²) pozwoliła obliczyć maksymalny potencjał zasobności (W_{\max}), informujący o ilości nagromadzonej wody w systemie wodonośnym drenowanym przez rzeki w momencie Q_0 :

$$W_{\max} = \frac{86400 \cdot Q_0}{\alpha \cdot A} \cdot 1000 \quad [\text{mm}] \quad (2)$$

Ponadto, w każdym badanym profilu wodowskazowym zostały zidentyfikowane wzorcowe (przeciętne) krzywe wysychania, wykorzystujące krzywe składane z pojedynczych odcinków recesji obserwowanych w danej zlewni. Krzywe recesji

uporządkowano według malejących wartości Q_0 i kolejno łączono ze sobą odcinki zachowując rzędną wydajności Q_0 danego odcinka (Jokiel, 1996; Malík i Vojtková, 2012).

Warunki pluwialne badanego wielolecia były zmienne – pierwszą część okresu badawczego cechowały lata o znacznie wyższych od przeciętnych sumach opadów atmosferycznych, natomiast ostatnie lata cechowały niedobory opadów, szczególnie w 2011, 2013 i 2015 roku (ryc. 2). Średnia roczna suma opadów w okresie 2005–2015 była zbliżona do średniej z dłuższych ciągów pomiarowych i wynosiła 981 mm w Lutowiskach ($P_{1985-2015}=1011$ mm) oraz 1033 mm w Stuposianach ($P_{1985-2015}=1001$ mm).



Ryc. 2. Roczne sumy opadów w okresie 1980–2015 na stacjach klimatycznych IMGW-PIB w Lutowiskach i Stuposianach

Annual precipitation in the 1980–2015 period, at the IMGW weather stations in Lutowiska and Stuposiany

Opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB / *Authors' own elaboration, data source: IMGW-PIB.*

Wyniki

Analiza hydrogramów odpływu Sanu (Zatwarnica, Dwernik) oraz Wołosatego (Stuposiany) wykazała, że w badanym przedziale czasu we wszystkich zlewniach wystąpiła podobna liczba okresów recesji (od 21 do 23), a długość tych okresów wynosiła najczęściej od 13 do 16 dni (tab. 2). Należy zaznaczyć, że pomimo dosyć krótkiego założonego minimalnego czasu trwania recesji, wynoszącego 10 dni, wybranych okresów było stosunkowo niewiele. Jest to spowodowane faktem, że w warunkach klimatycznych Karpat Wschodnich częste zdarzenia opadowe przerywają proces recesji cieków. Recesje we wszystkich zlewniach występowały zarówno w półroczu letnim (V–X) jak i zimowym (XI–IV), przy czym średni czas trwania recesji w półroczu letnim był nieco dłuższy.

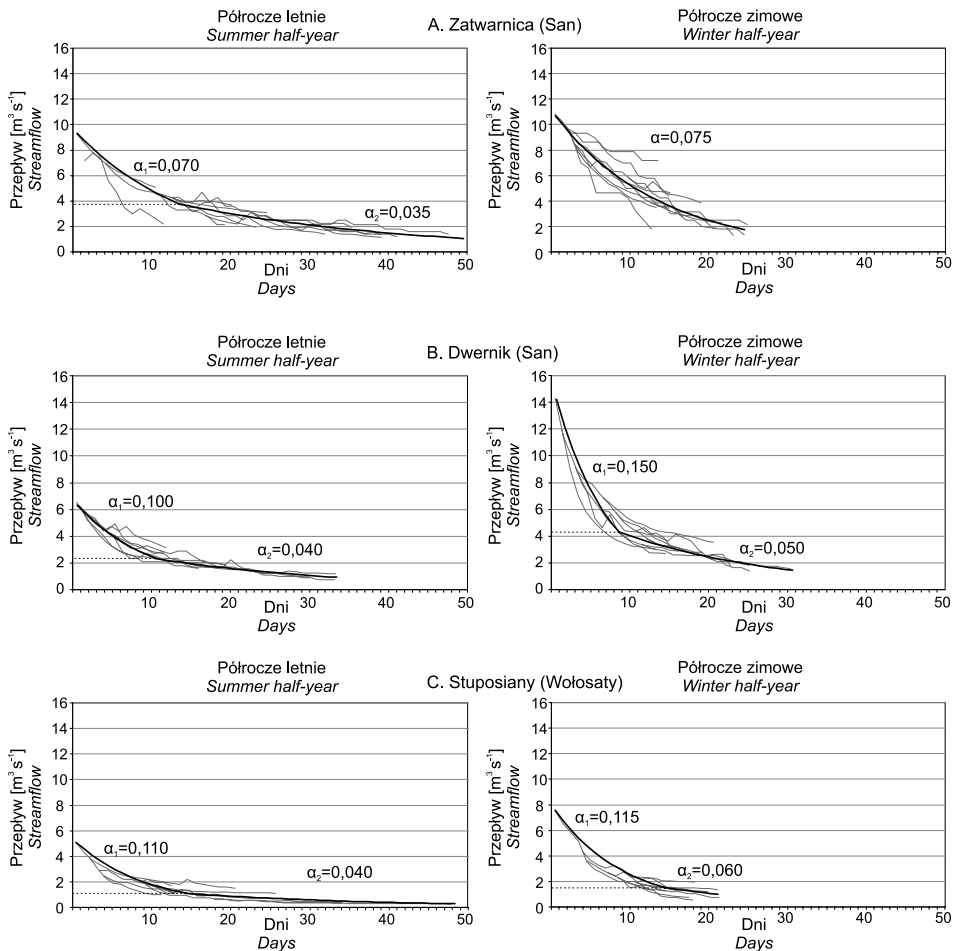
Tabela 2. Charakterystyka okresów recesji w badanych zlewniach
Parameters of recession periods in the catchments studied

Posterunek <i>Gauging station</i>	Półrocze zimowe <i>Winter half-year</i>		Półrocze letnie <i>Summer half-year</i>		Rok hydrologiczny <i>Hydrological year</i>	
	Liczba recesji <i>Number of recessions</i>	Średni czas trwania [dni] <i>Average duration [days]</i>	Liczba recesji <i>Number of recessions</i>	Średni czas trwania [dni] <i>Average duration [days]</i>	Liczba recesji <i>Number of recessions</i>	Średni czas trwania [dni] <i>Average duration [days]</i>
Zatwarnica	11	14,0	12	16,0	23	15,0
Dwernik	10	15,1	11	16,4	21	15,8
Stuposiany	9	11,0	12	14,9	21	13,2

Opracowanie własne, podobnie pozostałe ryciny i tabele / *Authors' own elaboration, like remaining figures and tables.*

Zestawienie wszystkich okresów wysychania, występujących w badanych zlewniach w poszczególnych półroczach w postaci wzorcowej krzywej recesji, pozwoliło na wyróżnienie dwóch faz szczyptywania zasobów zlewni. Pierwszy, szybszy etap cechują wyższe wartości α , natomiast drugi etap jest wolniejszy i ma niższe wartości α (ryc. 3). W półroczu letnim nachylenie stromej części krzywej wzorcowej opisywał współczynnik recesji zmieniający się od 0,070 (Zatwarnica) do 0,110 (Stuposiany), a współczynnik recesji drugiej, łagodniejszej części krzywej był bardzo podobny we wszystkich zlewniach i wynosił w Zatwarnicy 0,035, a w Dwerniku i Stuposianach – 0,040. W półroczu zimowym współczynniki recesji przyjmowały w obu fazach wyższe wartości, przy czym w Zatwarnicy wyróżniono tylko jeden typ szczyptywania zasobów (ryc. 3A). Również natężenie przepływu wody w cie-

kach w punkcie dzielącym wzorcową krzywą wysychania na dwa odcinki było wyższe w półroczu zimowym od przepływu w analogicznym punkcie w okresie letnim, w Dwerniku nawet dwukrotnie (ryc. 3B).



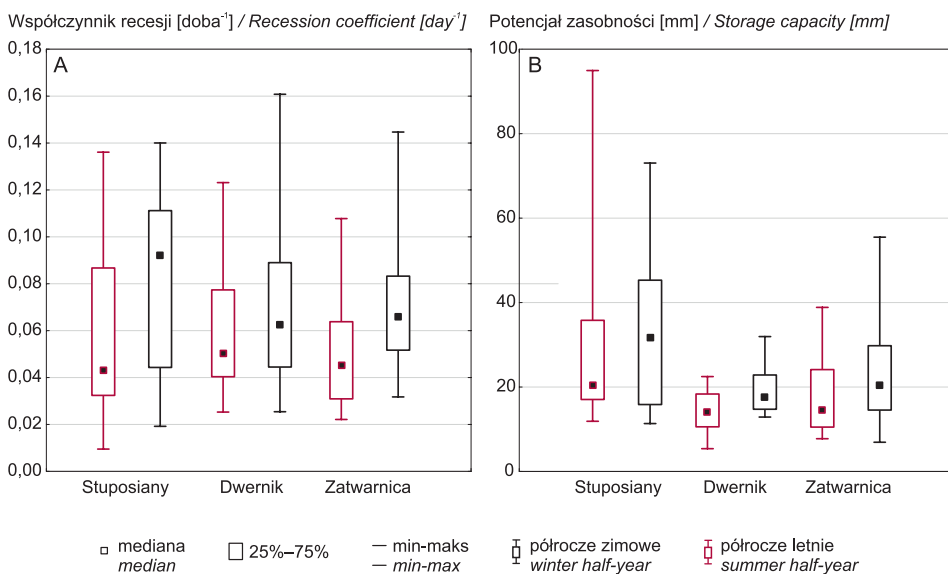
Ryc. 3. Wzorcowe krzywe wysychania wyznaczone w badanych zlewniach w podziale na półrocza; linią przerywaną zaznaczono punkt dzielący krzywą wzorcową na dwa odcinki o różnych współczynnikach recesji

α – szczypanie jednoetapowe, α_1 – szybsza faza szczypania, α_2 – wolniejsza faza szczypania
Master recession curves in studied catchments presented separately for half-years. The inflection point dividing curves into two segments with different α values is marked with a dashed line
 α – single phase recession, α_1 – fast flow component, α_2 – slow flow component

Współczynniki recesji wszystkich krzywych wysychania wahały się w szerokim zakresie w każdej z trzech zlewni, przy czym największa zmienność α wystąpiła w najmniejszej badanej zlewni zamkniętej profilem wodowskazowym w Stuposianach (ryc. 4A). Wartości mediany współczynnika recesji w półroczu letnim

były do siebie bardzo zbliżone (od 0,043 w Stuposianach do 0,050 w Dwerniku). W półroczu zimowym we wszystkich zlewniach wartości α były wyższe niż w letniej połowie roku i cechowały się większym zróżnicowaniem wartości przeciętnych (od 0,063 w Dwerniku do 0,092 w Stuposianach). Wartości współczynnika recesji wskazały odwrotnie proporcjonalną zależność z wielkością zlewni – 75% wyznaczonych odcinków recesji w zlewniach Sanu (Zatwarnica, Dwernik) i Wołosatego (Stuposiany) przyjmowało odpowiednio wartości poniżej 0,061, 0,076 i 0,084 (półroczne letnie) oraz poniżej 0,083, 0,087 i 0,111 (półroczne zimowe).

Podobnie jak współczynnik recesji, duże zróżnicowanie wykazywał maksymalny potencjał zasobności, informujący o ilości wody nagromadzonej w strefie aktywnej wymiany wody w zlewni na początku okresu wysychania (ryc. 4B). Przeciętny maksymalny potencjał zasobności wyrażony w warstwie odpływu (mm) był wyższy we wszystkich zlewniach w półroczu zimowym. Wartości mediany tego potencjału w obu posterunkach zlokalizowanych w niewielkiej odległości na Sanie były podobne: 14,1 mm (Dwernik) i 14,7 mm (Zatwarnica) w półroczu letnim oraz odpowiednio 17,5 mm i 20,6 mm w półroczu zimowym. Wyższe wartości mediany potencjału zasobności w zlewni Wołosatego – 20,4 mm latem i 31,7 mm zimą – wynikały prawdopodobnie z położenia tej zlewni na większej średniej wysokości, co skutkowało większymi sumami opadów atmosferycznych.



Ryc. 4. Współczynniki recesji (A) i potencjały zasobności (B) w badanych zlewniach w podziale na półrocza
Recession coefficient (A) and storage capacity (B) in the catchments studied, calculated separately for each half-year

Dyskusja

Analiza krzywych wysychania cieków w zlewniach górnego Sanu i Wołosatego pozwoliła na wyróżnienie prawidłowości w odpływie podziemnym Bieszczadów. Tempo szczyptywania struktur wodonośnych drenowanych w zlewni górnego Sanu jest wyrażone przez współczynnik recesji α , którego wartości są rzędu 10^{-2} – 10^{-1} . Wyższe wartości tego parametru (bardziej stromo nachylone krzywe recesji) świadczą o szybszym wysychaniu zbiornika, natomiast niższe α , charakterystyczne szczególnie dla półrocza letniego, informuje o wolniejszym tempie szczyptywania. Wskazane dla Bieszczadów przeciętne wartości współczynnika są nieco niższe od wartości udokumentowanych przez P. Jokiela (1994) w pobliskich zlewniach beskidzkich, np. Wisłoka w Besku ($\alpha=0,106$), Ostawy w Zagórzcu ($\alpha=0,070$) czy Jasiołki w Jedliczach ($\alpha=0,073$), a dobrze korespondują z wartościami z jednej z analizowanych zlewni bieszczadzkiej – Sanu w Dwerniku ($\alpha=0,044$; Jokiel, 1994). Świadczy to o nieco wolniejszym tempie szczyptywania wód podziemnych w Beskidach Wschodnich niż w Beskidach Środkowych czy Zachodnich. W podobnym tempie (10^{-2} – 10^{-1}) są szczyptywane zbiorniki wód podziemnych drenowane przez źródła we fliszu karpackim (Koniarski-Schaefer, 1972; Jokiel, 1996). Warto zauważyć, że w przypadku podobnych współczynników zasilenia podziemnego dla zlewni górskich, większe zróżnicowanie i wyższe przeciętne wartości współczynników recesji cechują najmniejsze i najwyżej położone zlewnie (Jokiel, 1994), co potwierdza się również w przypadku najmniejszej analizowanej zlewni – Wołosatego.

Dotychczasowe badania krzywych wysychania źródeł lub cieków na obszarach fliszowych polskich Karpat wskazywały na jednoetapowy sposób szczyptywania zasobów wód podziemnych strefy aktywnej wymiany wody w zlewni (Koniarski-Schaefer, 1972; Jokiel, 1994, 1996). Wieloetapowe szczyptywanie zbiorników wód podziemnych jest znane szczególnie ze zlewni, w których budowie geologicznej dominują skały węglanowe i występują zjawiska krasowe, a parametry przepuszczalności, szczelinowatości i porowatości decydują o możliwości i tempie drenowania poszczególnych poziomów wodonośnych (Amit i inni, 2002; Humnicki, 2012; Malík i Vojtková, 2012). W analizowanych wzorcowych krzywych wysychania zlewni fliszowych również zaznacza się dwufazowy model szczyptywania zasobów. W etapie pierwszym szczyptywanie to zachodzi szybciej niż w drugim, a jego tempo wyrażone wartościami α jest wyższe w półroczu zimowym, przy większym średnim odpływie podziemnym (tab. 3). Półrocze zimowe analizowane w tej pracy zawiera okres wiosennych roztopów (marzec–kwiecień), kiedy w Bieszczadach notuje się najwyższe w ciągu roku przeptywy, a zbiorniki wód podziemnych są maksymalnie nasycone. Zależność przebiegu recesji w zlewni od warunków napełnienia zbiorników wód podziemnych poprzedzających okres wysychania potwierdzają badania S. Shawa i innych (2013) oraz R. Barta i A. Hope'a (2014), którzy mniejsze znaczenie przypisują porze roku i związanej z nią wielkości ewapotranspiracji. Warto także zauważyć, że w warunkach klimatycznych Polski różnica

w kształcie krzywej recesji miesięcy zimowych i letnich może wynikać z czasowego zahamowania szczytowania zasobów małych cieków w okresach zamarzania gruntu, a niższe współczynniki recesji są wtedy typowe dla okresu od grudnia do lutego (Jokiel, 1994).

Tabela 3. Odpływ podziemny w badanych zlewniach
Groundwater runoff in the catchments studied

Posterunek/rzeka <i>Gauging station/river</i>	Średni odpływ podziemny w okresie 2005–2015 (metoda Wundta) <i>Average groundwater runoff in the period 2005–2015 (Wundt method)</i>					
	Półrocze zimowe <i>Winter half-year</i>		Półrocze letnie <i>Summer half-year</i>		Rok hydrologiczny <i>Hydrological year</i>	
	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	mm	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	mm	$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$	mm
Zatwarnica/San	4,7	300	2,4	153	3,5	225
Dwernik/San	3,3	249	1,9	143	2,8	210
Stuposiany/Wołosaty	1,4	378	0,7	189	1,1	283

We wzorcowych krzywych wysychania zlewni bieszczadzkich (ryc. 3) zwracają uwagę wartości przepływu w punkcie dzielącym krzywe na dwa odcinki o różnym tempie i prawdopodobnie różnym mechanizmie szczytowania. Wartości natężenia przepływu w tym punkcie w zlewniach Sanu i Wołosatego są wyższe w półroczu zimowym, a wartości z półrocza letniego (Zatwarnica – $3,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; Dwernik – $2,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; Stuposiany – $1,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) są bardzo podobne do wartości średniego rocznego odpływu podziemnego określonego metodą Wundta (tab. 3). Prosta i obiektywna metoda Wundta dobrze przybliża wartość odpływu podziemnego, jednak powszechnie uważa się, że wartości odpływu obliczone tą metodą są zawyżone (np. Dynowska, 1983). Można zatem przypuszczać, że szczytowanie zasobów w pierwszym etapie modelu wysychania zlewni obejmuje, oprócz drenowania zbiorników wód podziemnych, również szybszy spływ śródpokrywowy (ze strefy aeracji), związany z intensywnym okresem roztopowym czy rozlewnymi opadami, przez co zawyżony jest parametr α . Zawyżenie wartości współczynnika wysychania powoduje również zawyżenie najwyższych wartości maksymalnego potencjału zasobności zlewni. Wtedy W_{max} obejmuje nie tylko wody podziemne, ale cały odpływ podpowierzchniowy, zawyżając tym samym zasobność systemu wodonośnego. Generalnie występowanie spływu śródpokrywowego uwidacznia się silniej w półroczu zimowym, ale również w okresie letnim pojawiały się okresy recesji o wyższym współczynniku α .

Maksymalny potencjał zasobności poszczególnych zlewni, obliczony na podstawie współczynnika recesji i przepływu początkowego, różni się w zależności od półrocza, topografii, budowy geologicznej i wielkości zlewni. Wymienione cechy wykazują podobieństwo wśród dwóch z badanych zlewni (Sanu w Dwerniku i w Zatwarnicy), co przekłada się na podobieństwo ich maksymalnych potencjałów zasobności. Przeciętne wartości W_{max} w półroczach zimowym (17,5 mm)

i letnim (14,1 mm) w zlewni Sanu, zamkniętej posterunkiem wodowskazowym w Dwerniku, są zbliżone do wartości uzyskanych z analiz krzywych recesji tego posterunku z okresu 1971–1980, gdzie $W_{\max} = 15,0$ mm (Jokiel, 1994). Większą zasobność zbiorników w półroczu zimowym można wiązać z efektywną infiltracją wody roztopowej i silnie ograniczoną ewapotranspiracją w tym okresie. Maksymalne chwilowe zasobności zbiorników wynoszą od 14 do 32 mm, natomiast roczna warstwa odpływu podziemnego w zależności od wielkości i wysokości bezwzględnej zlewni w Bieszczadach wynosi od 158 do 315 mm (Dynowska, 1983; Łajczak 1996; tab. 3), co przy średniej wartości odpływu w zlewni Sanu w profilu Dwernik na poziomie 246 mm (Tomaszewski, 2001), sugeruje kilkunastokrotną wymianę wody w zbiorniku w ciągu roku.

Wartości maksymalnego potencjału w zlewniach bieszczadzkich (Beskidy Wschodnie) są zdecydowanie niższe od większości wartości uzyskanych przez P. Jokiel (1994) w badaniach zlewni Beskidów Zachodnich i Środkowych, gdzie W_{\max} sięga nawet 39 mm. Stopień zawodnienia strefy aktywnej wymiany wód w zlewniach fliszowych Karpat zależy w zasadniczym stopniu od liczby oraz charakteru szczelin. W warstwach krośnieńskich centralnej depresji karpackiej głębokość strefy dobrej przepuszczalności sięga jedynie 15 m od powierzchni, a strefa ograniczonej przepuszczalności – 40 m; są to dwukrotnie mniejsze miąższości niż w przypadku podobnych pod względem litologicznym warstw magurskich (Chowaniec, 2009). Ta płytka strefa przepuszczalności ogranicza więc wielkość zbiorników wód podziemnych drenowanych przez cieki w badanym obszarze. Brak zasobnych poziomów wodonośnych potwierdzają również badania wykonane przez Państwową Służbę Hydrogeologiczną, która zakończyła w 2016 r. dokumentowanie i reambulację dokumentacji głównych zbiorników wód podziemnych. Warunki hydrogeologiczne Bieszczadów nie spełniają wymagań stawianych GZWP. W tym regionie wyznaczono jedynie niewielki, lokalny zbiornik warstw krośnieńskich Sanok-Lesko rozciągający się na północny zachód od zbiornika Solińskiego (Mapa..., 2016).

Wartości przeciętnego maksymalnego potencjału zasobności, podobnie jak współczynnika recesji, wykazują ujemną korelację z powierzchnią zlewni i dodatnią korelację z jej średnią wysokością bezwzględną (Jokiel, 1994). Zasadę tę potwierdza wartość maksymalnego potencjału zasobności w zlewni Wołosatego, która jest nawet o kilkanaście mm wyższa niż w pozostałych dwóch (zlewnia Wołosatego jest położona średnio 83 m wyżej niż zlewnia Sanu zamknięta przekrojem wodowskazowym w Zatwarnicy). Oprócz większego zasilania opadowego (wyższa suma opadów atmosferycznych, mniejsze parowanie), związanego z wyższą wysokością bezwzględną tej zlewni, należy również zwrócić uwagę na stosunkowo znaczny udział w jej budowie geologicznej skał strefy przeddukielskiej i jednostki dukielskiej oraz deformacji tektonicznych z nimi związanych (Ślęczka i Żytko, 1978; Haczewski i inni 2007; Chowaniec, 2009), które lokalnie mogą wpływać na wzrost gęstości szczelin, głębokości strefy przepuszczalnej (zwłaszcza w strefach grzbietowych) i zasobności zbiorników wód podziemnych.

Podsumowanie

Przeprowadzone w zlewni górnego Sanu badania krzywych recesji umożliwiły ocenę dynamiki szczyptywania zbiorników wód podziemnych oraz ich maksymalnego potencjału zasobności. Wartości przeciętne współczynnika recesji (10^{-2}) informują o nieco wolniejszym tempie szczyptywania zasobów w tej części Karpat Wschodnich w porównaniu z Zewnętrznyimi Karpatami Zachodnimi (10^{-2} – 10^{-1}). Tempo szczyptywania jest również wyraźnie wyższe w półroczu zimowym. Rozpoznana w Bieszczadach dwuetapowość drenowania systemu wodonośnego może wynikać nie tyle z uwarunkowań hydrogeologicznych kompleksu fliszowego, co z uwzględnienia w okresach zwiększonego odpływu ze zlewni także wód spływu śródpokrywowego. Występowanie spływu podpowierzchniowego zintensyfikowanego w okresach roztopów czy rozlewnych opadów utrudnia postawienie wyraźnej granicy pomiędzy odpływem podziemnym a śródpokrywowym, nawet przy wykorzystaniu skali półlogarytmicznej do zobrazowania odpływu i rozdziału hydrogramu. Niemniej jednak wartości przeciętne uzyskane tą metodą można uznać za reprezentatywne, ostrożnie natomiast należy oceniać wartości skrajne.

Ograniczona przepuszczalność strefy aktywnej wymiany wód w Bieszczadach Wysokich oraz jej mała miąższość decydują o relatywnie niewielkiej, nawet jak na obszar fliszowy, zasobności zbiorników wód podziemnych drenowanych przez badane ciek. Podobnie jak w przypadku współczynnika recesji, potencjał zasobności w Bieszczadach jest niższy niż w Beskidach Zachodnich. Mała zasobność zbiorników wód podziemnych w Bieszczadach Wysokich, w połączeniu z występowaniem długotrwałych okresów posusznych w okresie letnio-jesiennym, może powodować okresowe problemy z zaopatrzeniem w wodę ludności.

Należy również podkreślić, że lokalnie, w mniejszych, wyżej położonych zlewniach o złożonej budowie geologicznej, gdzie nasunięcia jednostek spowodowały liczne deformacje tektoniczne i wzrost gęstości szczelin, systemy wodonośne są bardziej zasobne (jak w zlewni Wołosatego). Sprzyja temu również wzrost zasilania (wyższe opady atmosferyczne) oraz większa głębokość strefy przepuszczalnej w rozległych strefach grzbietowych.

Piśmiennictwo

Ackroyd E.A., Walton W.C., Hills D.L., 1967, *Groundwater contribution to stream flows and its relation to basin characteristics in Minnesota*, Minnesota Geological Survey, Report of Investigation, 6, s. 1–36.

Amit H., Lyakhovsky V., Katz A., Starinsky A., Burg A., 2002, *Interpretation of spring recession curves*, *Groundwater*, 40, 5, s. 543–551.

- Appleby F.V., 1974, *A determinate model for runoff as nonlinear system*, Mathematical Models in Hydrology, Proceedings of a Symposium, International Association of Hydrological Sciences, Warsaw, s. 667–687.
- Bart R., Hope A., 2014, *Inter-seasonal variability in baseflow recession rates: The role of aquifer antecedent storage in central California watersheds*, Journal of Hydrology, 519, s. 205–213.
- Buczyński S., Rzonca B., 2011, *Effects of crystalline massif tectonics on groundwater origin and catchment size of a large spring area in Zieleniec, Sudety Mountains, southwestern Poland*, Hydrogeology Journal, 19, s. 1085–1101.
- 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, s. 105–114.
- Chowaniec J., 1998–1999, *Wody podziemne polskich Karpat Fliszowych*, Folia Geographica. Series Geographica-Physica, 29–30, s. 113–133.
- Chowaniec J., 2009, *Studium hydrogeologii zachodniej części Karpat polskich*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 434, s. 1–98.
- Chowaniec J., Oszczytko N., Witek K., 1983, *Hydrogeologiczne cechy warstw krośnieńskich centralnej depresji karpackiej*, Kwartalnik Geologiczny, 27, s. 797–810.
- Czarnecka H. (red.), 2005, *Atlas podziału hydrograficznego Polski. Część 2 – zestawienia zlewni*, Wydawnictwo IMGW, Warszawa.
- Dynowska I., 1983, *Odptyw podziemny w dorzeczu górnej Wisły*, Czasopismo Geograficzne, 54, 4, s. 459–477.
- Gutry-Korycka M., 1975, *Odptyw podziemny i jego recesja w świetle badań Appleby*, Przegląd Geofizyczny, 2, s. 129–137.
- Gutry-Korycka M., Sadurski A., Kundzewicz Z., Pociask-Karteczka J., Skrzypczyk L., 2014, *Zasoby wodne a ich wykorzystanie*, Nauka, 1, s. 77–98.
- Gutry-Korycka M., Soczyńska U., 1990, *Cykl hydrologiczny zlewni*, [w:] U. Soczyńska (red.), *Podstawy hydrologii dynamicznej*, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, s. 14–44.
- Haczewski G., Kukulak J., Bąk K., 2007, *Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego*, Wydawnictwo Naukowe Akademii Pedagogicznej, Kraków.
- Humnicki W., 2012, *Analiza recesji wydatku źródeł pieniężnych w świetle obserwacji limnometrycznych*, Pieniny – Przyroda i Człowiek, 12, s. 13–31.
- Jokiel P., 1994, *Zasoby, odnawialność i odptyw wód podziemnych strefy aktywnej wymiany wody w Polsce*, Acta Geographica Lodziensia, 66/67.
- Jokiel P., 1996, *Wzorcowe krzywe wysychania i potencjał zasobności kilkunastu źródeł karpackich*, Wiadomości IMGW, 19, 2, s. 67–77.
- Kisiel M., Dojrowska I., Kucała M., Rzonca B., Siwek J., Zawito M., 2015, *Termika wód źródłanych w masywie Połoniny Wetlińskiej*, Roczniki Bieszczadzkie, 23, s. 225–237.
- Koniar-Schaefer J., 1972, *Wpływ budowy geologicznej i rzeźby na regresję odptywu małych cieków karpackich*, Folia Geographica. Series Geographica-Physica, 6, s. 103–135.

- Królikowski B., Muszyński M., 1969, *Piętrowa budowa fałdu Suchych Rzek na N od Połoni-ny Caryńskiej*, Przegląd Geologiczny, 9, s. 437–441.
- Łajczak A., 1996, *Hydrologia*, [w:] S. Skiba (red.), *Plan ochrony Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Operat ochrony zasobów przyrody nieożywionej i gleb*, tom I (maszynopis), Archiwum Bieszczadzkiego Parku Narodowego, Ustrzyki Dolne, s. 12–38.
- Liberacki D., Korytkowski M., Kozaczyk P., 2015, *Ocena możliwości zastosowania krzywej opadania przepływów do oceny retencji*, Inżynieria Ekologiczna, 45, s. 169–175.
- Maillet E., 1905, *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*, Herman, Paris.
- Malík P., Vojtková S., 2012, *Use of recession-curve analysis for estimation of krastification degree and its application in assessing overflow/underflow conditions in closely spaced krastic springs*, Environmental Earth Sciences, 65, s. 2245–2257.
- Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych*, 2016, Państwowy Instytut Geologiczny.
- Mocior E., Rzonca B., Siwek J., Plenzler J., Płaczkowska E., Dąbek N., Jaśkowiec B., Potoniec P., Roman S., Żdziebko D., 2015, *Determinants of the distribution of springs in the upper part of flysch ridge in the Bieszczady Mountains in southeastern Poland*, Episodes, 38, 1, s. 21–30.
- Mostowik K., Górnik M., Jaśkowiec B., Maciejczyk K., Murawska M., Płaczkowska E., Rzonca B., Siwek J., 2016, *High discharge springs in the Outer Flysch Carpathians on the example of the High Bieszczady Mountains (Poland)*, Carpathian Journal of Earth and Environmental Science Research, 11, 2, s. 395–404.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990, *Hydrogeologia ogólna*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Plenzler J., Bajorek J., Jaśkowiec B., Kołodziej A., Rzonca B., Siwek J., Wójcik S., 2010, *Podziemny odpływ jednostkowy w Bieszczadach Wysokich*, Przegląd Geologiczny, 58, s. 1147–1151.
- Shaw S., McHardy T.M., Riha S.J., 2013, *Evaluating the influence of watershed moisture storage on variations in base flow recession rates during prolonged rain-free periods in medium-sized catchments in New York and Illinois, USA*, Water Resources Research, 49, s. 6022–6028.
- Ślęczka A., Żytko K., 1978, *Mapa geologiczna Polski 1:200 000. Arkusz Łupków*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Soczyńska U., 1990, *Integralny model zlewni*, [w:] U. Soczyńska (red.), *Podstawy hydrologii dynamicznej*, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, s. 348–378.
- Tallaksen L.M., 1995, *A review of baseflow recession analysis*, Journal of Hydrology, 165, s. 349–370.
- Tomaszewski E., 2001, *Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990*, Acta Geographica Lodziensia, 79.
- Vitvar T., Burns D., Lawrence G., McDonnell J., Wolock D., 2002, *Estimation of baseflow residence times in watersheds from the runoff hydrograph recession: Method and application in the Neversink watershed, Catskill Mountains, New York*, Hydrological Processes, 16, s. 1871–1877.

Summary

Groundwater resources in the Flysch Carpathians of Poland remain poorly characterised, with hydrological conditions in the eastern part of the Beskid Mountains not yet studied more extensively. The research presented here has thus sought to assess storage capacity and groundwater runoff dynamics in the High Bieszczady Mountains (SE Poland, Outer Eastern Carpathians), by reference to analyses of recession curves. The study area encompassed two catchments of the River San gauged at Zatwarnica and Dwernik, as well as one catchment of the Wołosaty gauged at Stuposiany (Fig. 1).

The High Bieszczady Mountains are built of flysch rocks belonging to two structural units (Silesian and Dukla). The sandstone members provide the main fissure-porous reservoirs for groundwater in the study area. Due to their low hydraulic conductivity (up to $1.4 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$) and low porosity (2–6%), seepage of groundwater mainly occurs via fractures in the sandstone.

Relevant runoff hydrographs were created on the basis of daily discharge measurements, through the 2005–2015 period at the gauging stations of the IMGW-PIB measurement network (Table 1). Daily discharge was plotted on semi-logarithmic hydrographs. Precipitation-free periods and durations of decreasing runoff of at least 10 days were crucial terms for determining recession. Recession coefficients (α) were obtained on the basis of an exponential recession equation. Knowledge of an initial discharges during the recession period (Q_0 , $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$), recession coefficients (α) and topography catchment areas (A , m^2) allowed for the assessment of storage capacity (W_{max}), in line with the equation:

$$W_{\text{max}} = \frac{86400 \cdot Q_0}{\alpha \cdot A} \cdot 1000 \quad [\text{mm}]$$

The recession segments of each of the gauging stations were ordered by decreasing Q_0 , and master recession curves (MRC) were constructed.

Analysis of hydrographs showed that all the rivers studied experienced a similar number of recession periods, with average duration being 13–15 days (Table 2). Recession periods occurred both in the summer (May–Oct) and winter (Nov–Apr) half-years. The MRCs obtained in this study clearly showed a two-phase drainage model (Fig. 3). During the first phase (of higher α values), water resources were depleting faster than in the second phase (of lower α values). The MRCs of winter half-years were described by higher α . It resulted from the highest river discharge caused by snowmelt in March and April, when aquifers were fully filled and base flow was affected by part of interflow from the unsaturated zone. Calculated recession coefficient values were in the 10^{-2} – 10^{-1} range (Fig. 4), which means that groundwater resources in the High Bieszczady Mountains deplete slightly more slowly than those in the Outer Western Carpathians.

Storage capacity of catchments depends on climate, topography, geology and size, and is found to be higher in the winter half-year in all the studied catchments, in line with groundwater runoff (Fig. 4, Table 3). The largest catchments showed lower median values of storage capacity (Me: 14–21 mm) than the smallest Wołosaty catchment (Me: 20–32 mm). This might have been caused by the higher average annual precipitation and more complex geological conditions, with a large number of faults and fissures occurring at the Silesian and Dukla unit boundary zone. As the research has demonstrated, groundwater reservoirs in the High Bieszczady Mountains are relatively limited, particularly in comparison with the Outer Western Carpathians.

