

6. DYNAMIKA WÓD PODZIEMNYCH

Rozpoznanie zasilania, krążenia oraz drenażu wód podziemnych ma zasadnicze znaczenie dla wydzielenia i opisu systemu hydrogeochemicznego. Boczną i dolną powierzchnię brzegową systemu hydrogeochemicznego wyznaczono na podstawie kryterium hydrodynamicznego. Przy identyfikacji tych powierzchni posłużył bilans wodny badanych zlewni oraz wynikami oznaczeń izotopów stabilnych tlenu i wodoru oraz trytu.

Wielkość zasilania i drenażu umożliwia również określenie ilościowo relacji system hydrogeochemiczny – otoczenie, przez ocenę ładunków wnoszonych z dopływającymi wodami i wynoszonych z wodami drenowanym z systemu. W systemach, w których (jak w przypadku badanych zlewni górskich) nie dysponujemy pełną informacją o ich strukturze wewnętrznej, obserwacja wejść, czyli ładunków wnoszonych do systemu, i wyjść, czyli ładunków wynoszonych z systemu, nabiera zasadniczego znaczenia przy ich charakterystyce.

6.1. ZASILANIE WÓD PODZIEMNYCH

Wody podziemne wszystkich trzech zlewni są zasilane głównie przez infiltrację lub influację wód opadowych (Małecki, Szostakiewicz, 2007; Szostakiewicz-Hołownia, 2012a, b). Wielkość zasilania wód podziemnych jest uzależniona od wielu czynników: morfologii terenu, litologii i zaangażowania tektonicznego skał, warunków klimatycznych, pokrycia szatą roślinną, a także antropopresji (Gutry-Korycka, 1989; Pazdro, Kozerski, 1990; Soczyńska, red., 1993; Sanford, 2002; Scalón i in., 2002).

Analizując litologię utworów występujących w badanych poligonach można stwierdzić, iż najkorzystniejsze warunki zasilania wód podziemnych występują w zlewni potoku Białego. Obszar ten jest zbudowany głównie z dolomitów i wapieni, których silne spękanie i brak przykrycia trudno przepuszczalnymi zwierzelinami ułatwia influację wód opadowych. Zlewnia potoku Białego charakteryzuje się również największymi rocznymi sumami opadów atmosferycznych oraz najmniejszymi wartościami średnich rocznych temperatur powietrza. Natomiast ukształtowanie terenu (największe spadki) sprzyjają dominacji spływu powierzchniowego, ograniczając infiltrację efektywną.

Ze względu na litologię utworów najmniej korzystne warunki zasilania wód podziemnych występują w zlewni Macelowego Potoku. Na ponad 60% jej powierzchni występują margle i piaszkowce przeławiczone słabo przepuszczalnymi łupkami. Na pozostałym obszarze występują wapienie i radiolaryty. Utwory te nie tworzą zwartych kompleksów, lecz często są przewarstwione marglami lub łupkami. Część spękań w skałach litych jest pozaciskana, wypełniona kalcytem lub minerałami ilastymi, co utrudnia lub uniemożliwia przepływ wód. Ponadto

infiltrację efektywną utrudnia gliniasta zwietrzelina, występująca na przeważającej części zlewni. Oznaczone laboratoryjnie współczynniki filtracji zwietrzelin zawierały się w przedziale $4,81 \cdot 10^{-6} - 5,08 \cdot 10^{-7}$ m/s.

Podobne czynniki różnicują wielkość infiltracji efektywnej w zlewni Suchego Potoku zbudowanej z piaszczowców przeławionych łupkami, na których zalegają słabo przepuszczalne zwietrzeliny (Szostakiewicz-Hołownia, Małecki, 2015). Szczeliny w piaszczowcach są często pozaciskane lub wypełnione kalcytem oraz materiałem ilastym.

O gorszych warunkach zasilania wód podziemnych w zlewniach potoków Suchego i Macelowego decydują również mniejsze roczne sumy opadów atmosferycznych oraz nieco wyższe (sprzyjające parowaniu) średnie roczne temperatury powietrza.

Do oceny wielkości i rozkładu przestrzennego zasilania infiltracyjnego (wzór 6.1) wykorzystano metodę rangową Witczaka (red., 2011). Wybrano ją, ponieważ uwzględnia w obliczeniach między innymi wskaźniki zależne od morfologii terenu i litologii utworów powierzchniowych. W górach wielkość infiltracji efektywnej jest istotnie modyfikowana przez stopień pochylenia terenu. Ponadto wybrana metoda z powodzeniem została wykorzystana do obliczeń infiltracji efektywnej w masywie karpackim (Witczak, red., 2011; Duda i in., 2013).

$$I_e = P \cdot \alpha \cdot \beta \cdot \gamma \cdot \delta \quad (6.1)$$

gdzie:

- I_e – infiltracja efektywna [m/rok],
- P – wysokość rocznych opadów atmosferycznych [m/rok],
- α – współczynnik zależny od rodzaju utworów powierzchniowych [–],
- β – współczynnik zależny od rodzaju pokrycia terenu [–],
- γ – współczynnik zależny od stopnia pochylenia terenu [–],
- δ – współczynnik zależny od głębokości występowania pierwszego od powierzchni zwierciadła wód podziemnych [–].

Rozkład infiltracji efektywnej (I_e) w badanych obszarach obliczono wykorzystując program ArcGIS v.10.2. Dla każdej zlewni obliczono średnią ważoną wartość I_e , gdzie wagą była powierzchnia obszaru o stwierdzonej infiltracji efektywnej. Uzyskane wyniki porównano z wartością infiltracji efektywnej wyznaczonej na podstawie modułów odpływu podziemnego (rozdział 6.3).

Do obliczeń infiltracji efektywnej przyjęto rzeczywistą wysokość opadów atmosferycznych. Rzeczywistą wysokość opadu obliczono na podstawie wskaźnika opadu pomierzonego na stacji meteorologicznej położonej najbliżej badanej zlewni i poprawki Chomicza (1976), uwzględniającej błąd pomiaru wynikający z cech przyrządu pomiarowego i stosowanej metody pomiaru (Jaworska-Szulc, 2015). W przypadku zlewni tatrzańskiej i podhalańskiej była to stacja w Zakopanem, natomiast w przypadku zlewni pienińskiej stacja w Sromowcach Niżnych. Analizy wykonano w trzech przedziałach czasowych, przyjmując średnie roczne wysokości opadów atmosferycznych dla lat 2003–2004 i 2008–2009 oraz 2013–2015*.

* Wybrano okresy, w których prowadzone były badania monitoringowe zmian natężenia przepływu w potokach, umożliwiające wyznaczenie modułów odpływu podziemnego.

W przypadku zlewni tatrzańskiej, charakteryzującej się dużymi deniwelacjami terenu (maksymalnie 952 m), w obliczeniach uwzględniono również hipsometryczny gradient opadów. Gradientu opadów nie uwzględniano w przypadku dwóch pozostałych poligonów ze względu na mniejsze deniwelacje terenu oraz, szczególnie w Pieninach, na brak udokumentowanej zależności pomiędzy wysokością opadów atmosferycznych a wyniesieniem terenu nad poziom morza (Humnicki, 2007).

Wartości współczynnika α , zależne od rodzaju utworów powierzchniowych i współczynnika γ , zależnego od stopnia pochylenia terenu, przyjęto za Allocca i in. (2013) oraz Duda i in. (2013) (ryc. 6.1). Wartości współczynników β , zależnego od rodzaju pokrycia terenu, i δ , zależnego od głębokości występowania pierwszego od powierzchni zwierciadła wód podziemnych, przyjęto zgodnie z metodyką opracowania „Mapy wrażliwości wód podziemnych Polski na zanieczyszczenie w skali 1: 500 000” (Witczak, red., 2011). Obszarom zalesionym przypisano wartość współczynnika β równą 0,9; dla odsłoniętych powierzchni z ubogą roślinnością 1,2. Na pozostałych obszarach przyjęto $\beta = 1,0$ (ryc. 6.2). Sposób pokrycia terenu określono na podstawie własnych obserwacji, bazy danych Corine Land Cover (<http://www.eea.europa.eu/publications/COR0-landcover>) oraz ortofotomap (www.geoportal.gov.pl). Współczynnikowi δ na całym obszarze badanych zlewni przypisano wartość 1,0. Wartości współczynnika γ przyjęto zgodnie z tabelą 6.1. Wartości nachylenia powierzchni terenu wygenerowano w programie ArcGIS v.10.2 na podstawie numerycznego modelu powierzchni terenu (ryc. 6.3).

Tabela 6.1

Wartości współczynnika γ w zależności od nachylenia powierzchni terenu
(Duda i. in., 2013)

Nachylenie powierzchni terenu [°]	<2	2–4	4–6	6–8	8–10	>10
Współczynnik γ [–]	1,00	0,90	0,85	0,8	0,75	0,70

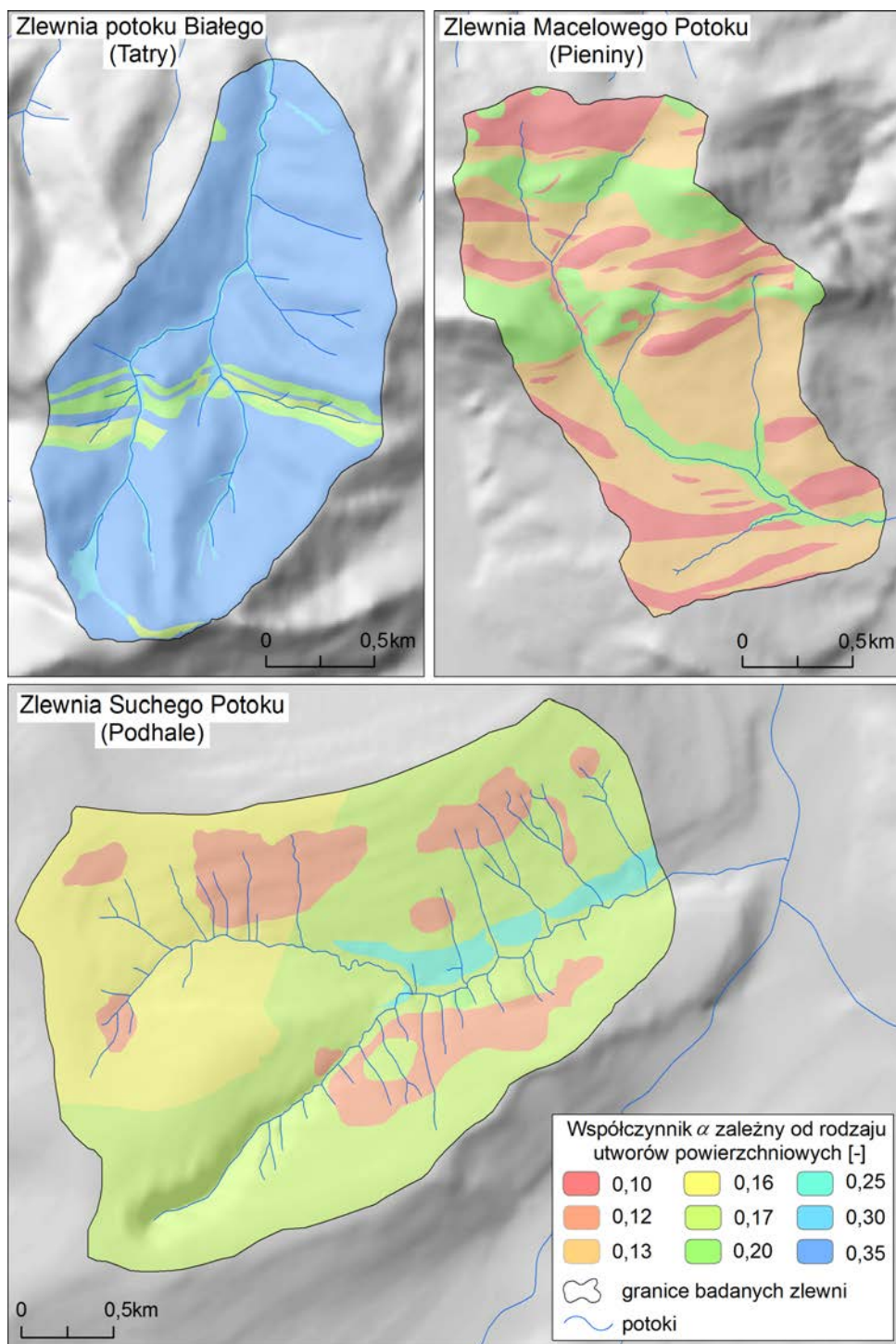
Największe wartości infiltracji efektywnej, we wszystkich okresach badawczych, wyznaczono dla tatrzańskiej zlewni potoku Białego. W zlewniach potoków Macelowego i Suchego były zdecydowanie mniejsze (tab. 6.2). Taką zmienność przestrzenną infiltracji efektywnej potwierdzają wyniki badań Małeckiej i Murzynowskiego (1978), Małeckiej (1981) czy Chowańca (2009).

Tabela 6.2

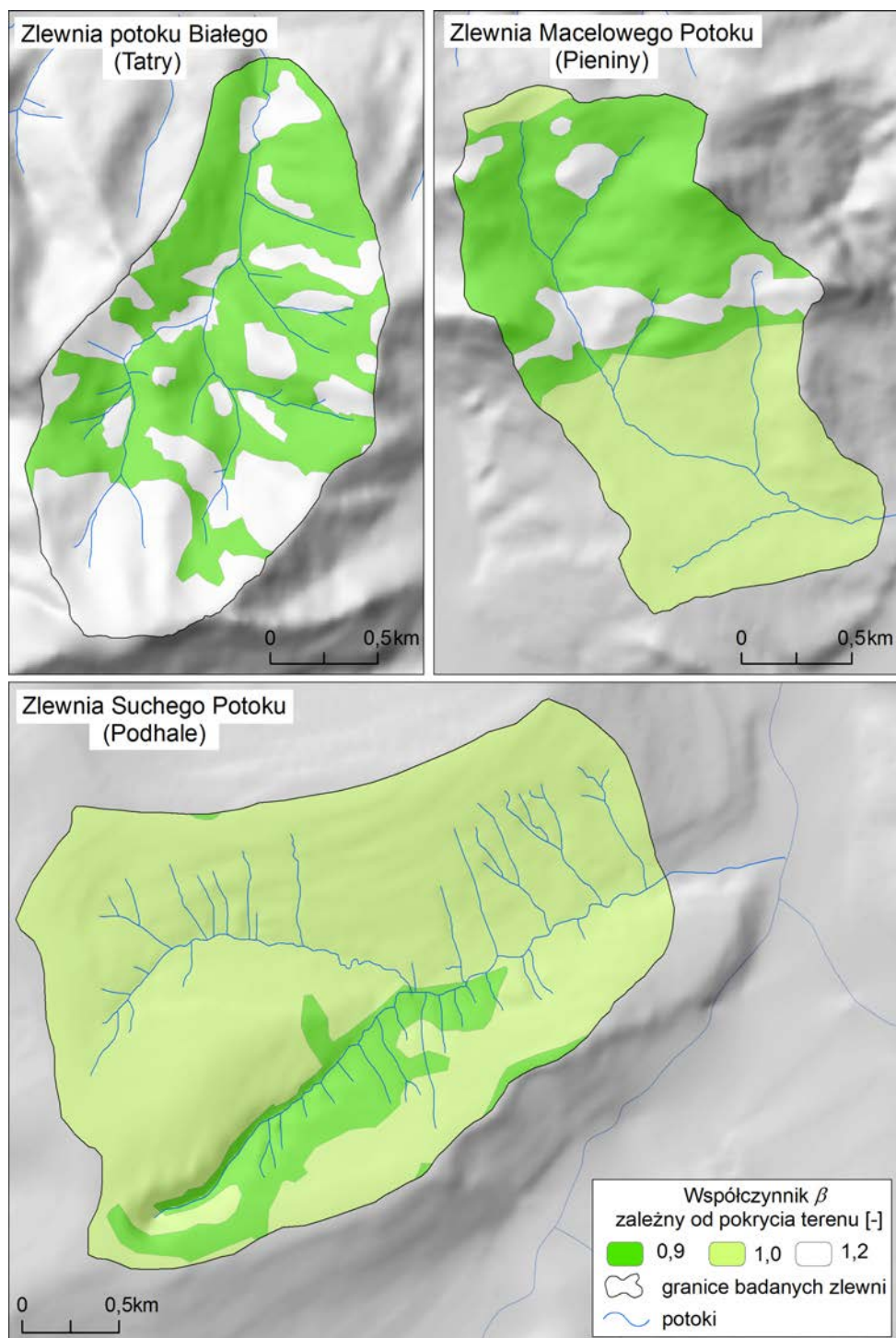
Średnie wartości infiltracji efektywnej [mm/rok]

Poligon Badany okres	Zlewnia potoku Białego	Zlewnia Macelowego Potoku	Zlewnia Suchego Potoku
2003–2004	384,8	85,0	137,5
2008–2009	430,3	124,0	163,2
2013–2015	403,3	117,0	151,4

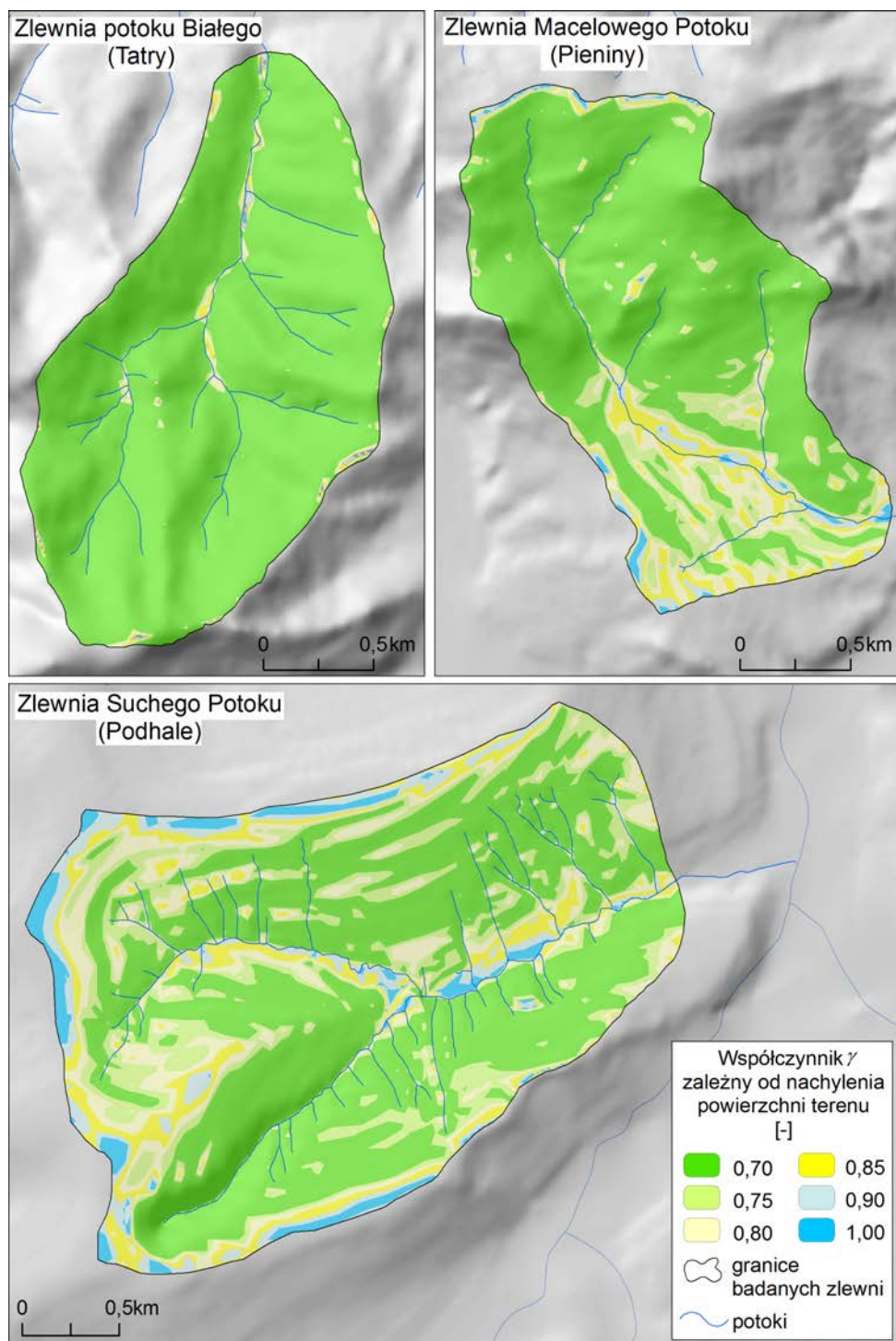
W zlewni potoku Białego największe wartości infiltracji efektywnej obliczono w obszarach, gdzie na powierzchni terenu odsłaniają się spękane skały węglanowe.



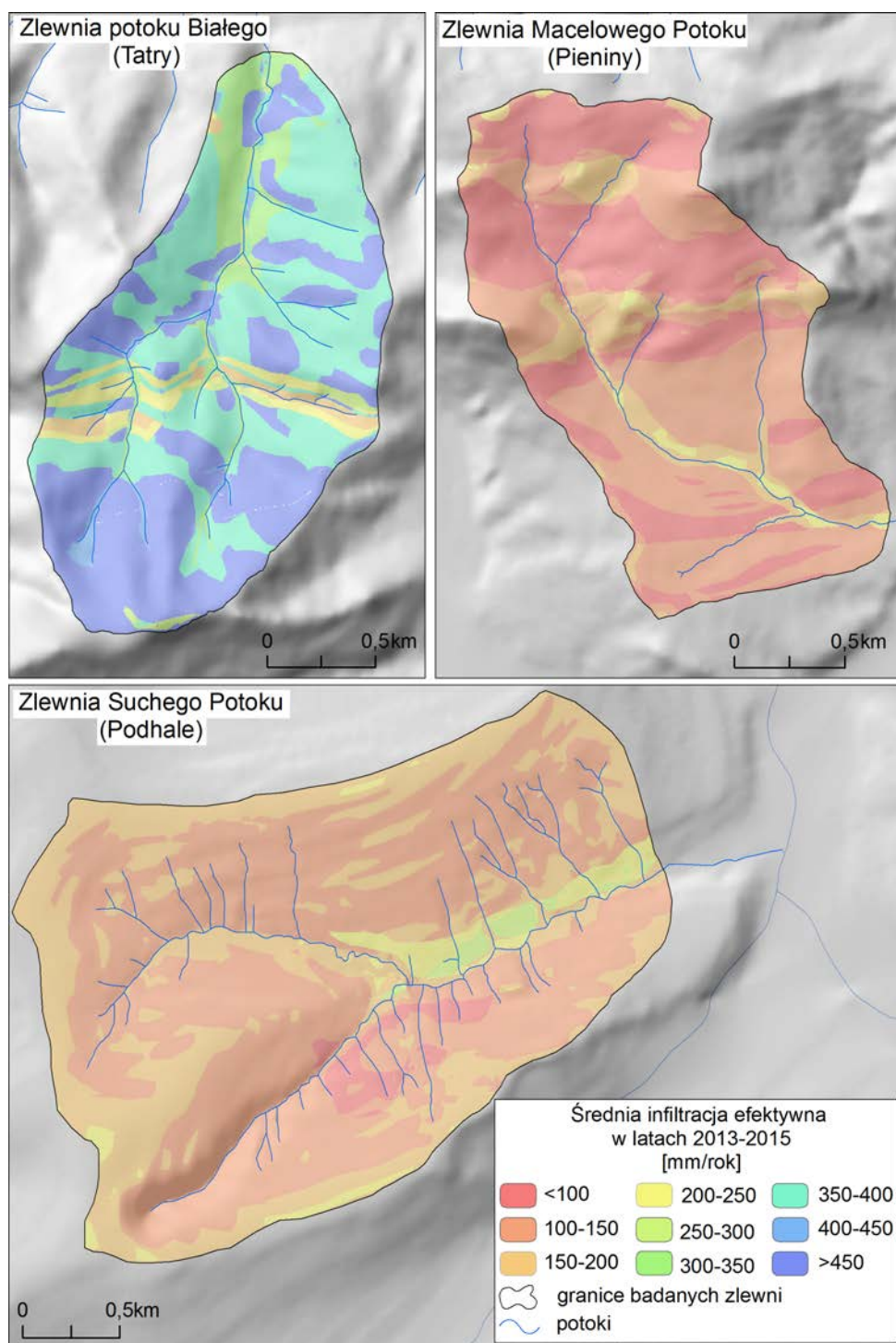
Ryc. 6.1. Rozkład przestrzenny współczynnika α , wykorzystanego do obliczeń infiltracji efektywnej



Ryc. 6.2. Rozkład przestrzenny współczynnika β , wykorzystanego do obliczeń infiltracji efektywnej



Ryc. 6.3. Rozkład przestrzenny współczynnika γ , wykorzystanego do obliczeń infiltracji efektywnej



Ryc. 6.4. Rozkład przestrzenny średniej rocznej infiltracji efektywnej (lata 2013–2015)

Najmniejsze natomiast wyznaczono w obszarach zbudowanych z łupków, łupków marglistych i margli z wkładkami wapieni lub piaskowców (ryc. 6.4). W tej zlewni rozkład przestrzenny infiltracji efektywnej był uwarunkowany głównie litologią utworów oraz sposobem pokrycia terenu. Ukształtowanie powierzchni terenu ze względu na dominację dużych spadków (powyżej 10°) na 96% powierzchni poligonu nie było istotnym czynnikiem różnicującym warunki zasilania wód podziemnych. Sharma i in., (1983) oraz Fox i in. (1997) stwierdzili zmniejszanie infiltracji efektywnej wraz ze wzrostem spadku terenu do wartości granicznej około 10° . Przy większym nachyleniu stoku czynnik ten nie wpływa na zróżnicowanie wartości infiltracji efektywnej.

W zlewni Suchego Potoku, ze względu na jednorodną pod względem litologicznym budowę, zmienność infiltracji efektywnej była głównie warunkowana spadkami terenu oraz lokalnie, na południowych stokach, sposobem pokrycia terenu (obszary zalesione) (ryc. 6.1 – 6.4).

W zlewni Macelowego Potoku rozkład infiltracji efektywnej był wypadkową litologii utworów powierzchniowych, spadków terenu oraz jego pokrycia. Największe wartości infiltracji efektywnej stwierdzono w miejscach, gdzie skały lite odsłaniały się na powierzchni. Warto zwrócić uwagę, iż podobne wartości infiltracji efektywnej uzyskano dla zalesionych obszarów zbudowanych z wapieni oraz terenów w południowej części zlewni, na których stwierdzono występowanie utworów fliszowych. Biorąc pod uwagę jedynie litologię osadów, wartość infiltracji efektywnej w rejonie występowania wapieni powinna być zdecydowanie większa. Jednakże różnice w spadkach terenu (powyżej 10° w pierwszym przypadku i $5\text{--}10^\circ$ w obszarach zbudowanych z utworów fliszowych) oraz pokrycie powierzchni (las porastający węglanowe wzgórza i łąki w południowej części zlewni) spowodowały uzyskanie w obu obszarach podobnych wartości infiltracji efektywnej (ryc. 6.1 – 6.4).

Na podstawie średnich wartości infiltracji efektywnej, określonych metodą Witczaka (red., 2011), i powierzchni badanych zlewni obliczono wartość zasilania, która następnie została zweryfikowana na podstawie natężenia odpływu podziemnego (rozdział 6.3).

6.2. KRAŻENIE WÓD PODZIEMNYCH

Dominującymi drogami przepływu wód podziemnych we wszystkich badanych zlewniach są szczeliny, rozumiane zgodnie z definicją Motyki (1998) oraz Krajewskiego i Motyki (1999) jako pustki, ograniczone powierzchniami prawie do siebie równoległymi, o dwóch wymiarach wyraźnie większych od trzeciego. Oprócz wód szczelinowych, we wszystkich zlewniach, lokalnie, głównie w dolinach cieków powierzchniowych oraz w zwietrzelinach, mogą występować wody porowe. Wody szczelinowe i porowe, zgodnie z teorią Totha (2009), pozostają w łączności hydraulicznej, tworząc jeden wspólny poziom wodonośny.

Największe zagęszczenie szczelin i spękań występuje w pobliżu dyslokacji i przy powierzchni terenu, gdzie oprócz szczelin tektonicznych są również szczeliny

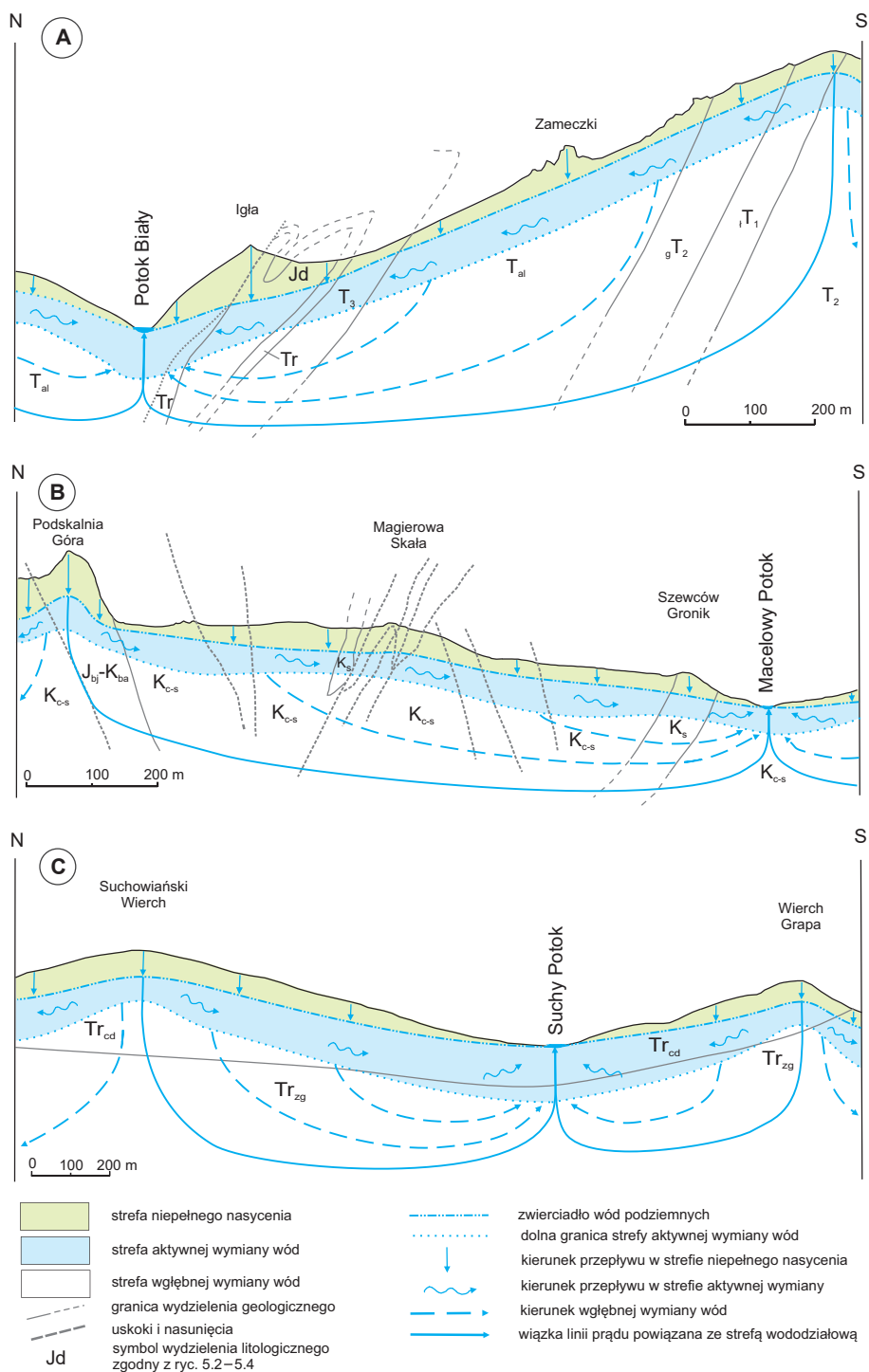
wietrzeniowe. Od ilości, charakteru szczelin, a także stanu ich wypełnienia w największym stopniu uzależnione jest zawodnienie masywu. Szczelinowatość powierzchniowa pienińskich skał węglanowych wg Kostrakiewicza (1982b), zawiera się w przedziale 0,04–23,1%. Mniejszą szczelinowatością powierzchniową od 0,8 do 11,1% charakteryzują się utwory fliszu Podhala (Chowaniec i in., 1992).

Badania prowadzone przez Oszczytko i in. (1981), Jetela (1994; 1995a, b) oraz Chowańca (2002) w różnych częściach Karpat udokumentowały wyraźny spadek wodoprzepuszczalności utworów wraz z głębokością. Przestrzenny rozkład przepuszczalności zaś determinuje warunki krążenia i wymiany wód. Według Niedzielskiego (1974), Małeckiej i Murzynowskiego (1978) oraz Chowańca (2009) dolna granica występowania spękań umożliwiających aktywną wymianę wód podziemnych na terenie Podhala znajduje się na głębokości 80–100 m p.p.t. Na obszarze pienińskiego pasa skałkowego głębokość występowania tej granicy zmienia się od 10 m w obszarach zbudowanych z margli do ponad 100 m w wapieniach (Michalik, 1963; Malinowski, red., 1991). W Tatrach, zgodnie z informacjami zawartymi na Mapie hydrogeologicznej Polski w skali 1: 50 000, w jednostce 12aTr-TIII, obejmującej dolinę potoku Białego, większość kompleksów wodonośnych została określona na 100 m (Małeczka i in., 2002).

Niezwykle cennych informacji o krążeniu wód podziemnych w Karpatach fliszowych dostarczyły numeryczne modele pola filtracji zlewni Kryniczanki (Witczak i in., 2002; Kania i in., 2010; Witczak, 2016). Udokumentowano, że granice zlewni wód podziemnych pokrywają się z granicami zlewni wód powierzchniowych, co jest determinowane oddziaływaniem silnych gradientów hydraulicznych, spowodowanych dużymi deniwelacjami terenu. Najintensywniejsza wymiana wód zachodzi w strefie przypowierzchniowej, identyfikowanej ze strefą aktywnej wymiany. W tej strefie krąży około 90% wód podziemnych. Pozostała część wód podziemnych podlega powolnemu krążeniu w strefie wgłębnej wymiany wód. Nawiązując do prezentowanej w pracach Witczaka i in. (2002, 2016) koncepcji, opracowano ideowe schematy krążenia wód podziemnych w badanych zlewniach (ryc. 6.5). Schematy te ułatwiły identyfikację dolnej i bocznej powierzchni brzegowej systemu hydrogeochemicznego oraz charakterystykę relacji pomiędzy systemem a otoczeniem (patrz. rozdz. 7.1).

Dodatkowych informacji dotyczących zasilania i krążenia wód podziemnych dostarczyły wyniki oznaczeń izotopów stabilnych tlenu i wodoru oraz trytu w wodach drenowanych przez pięć reprezentatywnych źródeł. Dwa z nich (B5 i B7) są zlokalizowane w zlewni potoku Białego (Tatry), dwa (M2a i M7) w zlewni Macelowego Potoku (Pieniny) i jedno (S6a) w zlewni Suchego Potoku (Podhale).

Skład izotopowy tlenu i wodoru wskazuje, iż są to wody pochodzenia meteorycznego, należące do współczesnego cyklu hydrogeologicznego (Clark, Fritz, 1997; Bethke, 2008; Clark, 2015). Świadczą o tym ujemne wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ oraz położenie punktów w pobliżu globalnej linii wód opadowych (GWL) (Clark, 2015) oraz lokalnej linii wód opadowych (LWL) opracowanej przez Zuberę i in. (2008) dla Tatr (ryc. 6.6). Obecność trytu w badanych wodach podziemnych również świadczy o ich współczesnym zasilaniu infiltracyjnym (tab. 6.3) (Bethke, 2008; Clark, 2015).



Ryc. 6.5. Schemat ideowy krążenia wód podziemnych w badanych zlewniach wykonany w nawiązaniu do koncepcji Witczaka i in. (2002, 2016) oraz Kani i in. (2010)
 A – zlewnia potoku Białego (Tatry), B – zlewnia Macelowego Potoku (Pieniny), C – zlewnia Suchego Potoku (Podhale); granice wydzielen litologicznych oraz uskoki i nasunięcia opracowano na podstawie Guzika, Kotańskiego (1963) oraz Birkenmajera, Jednorowskiej (1984)