

Marta Kisiel¹, Izabela Dojrowska², Marta Kucala²
Bartłomiej Rzonca², Janusz Siwek², Magdalena Zawilo²

Received: 4.01.2015

Reviewed: 04.05.2015

¹ Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych

ul. Oleandry 2A, 30–063 Kraków

² Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej

ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków

m.kisiel@student.uj.edu.pl, j.siwek@uj.edu.pl, b.rzonca@geo.uj.edu.pl

TERMIKA WÓD ŹRÓDLANYCH W MASYWIE POŁONINY WETLIŃSKIEJ

Temperature of spring water in Polonina Wetlinska massif

Abstract: The temperature of spring water reflects recharge condition, depth, and circulation time of supplying with ground water. The aim of the study was to characterize spring water temperature in Polonina Wetlinska massif and to determine the factors controlling its spatial diversity and seasonal changes. The data from field mapping in 2010 and 2011 were used along with data collected in 2012–14 by automatic data logger. Neither regularity in spatial diversity of spring water temperature was identified nor was relation with elevation and slope exposition. On the other hand a dependence between spring water temperature and type of outflow (rheocene/bog springs) was observed, which was controlled by the heating process of groundwater in spring niche. The same mechanism controlled the higher temperature of water in springs of low discharge than observed in the most abundant ones. The temperature of monitored spring were stable throughout the year – the annual amplitude did not exceed 2°C. Two types of thermal regime were identified.

Key words: spring, temperature, Polonina Wetlinska, hydrology, ground water.

Wstęp

Źródła, jako naturalne formy wypływu wód podziemnych na powierzchnię terenu, są ważnym elementem środowiska przyrodniczego. Stanowią niezaprzeczalny dowód obiegu wody w przyrodzie (Jokiel 1997). Występowanie źródeł oraz stabilność ich wydatku i termiki świadczy o warunkach hydrogeologicznych obszaru, w tym zwłaszcza o zasobności zbiorników wód podziemnych zasilających wypływy. Termika źródeł jest też jednym z parametrów decydujących o warunkach siedliskowych niszy źródlanej.

Temperatura wody w źródłach może być w wielu wypadkach wykorzystana jako pośredni wskaźnik warunków obiegu wody, świadcząc o głębokości i czasie krążenia wód (James i in. 2000; Buczyński i Rzonca 2003; Szczucińska i Wasilewski 2013). Stała termika lub małe wahania temperatury w ciągu roku mogą wskazywać na to, że zbiornik wody podziemnej zasilającej dane źródło jest bardzo pojemny. Ponadto może odznaczać się na tyle długim czasem wymiany

wód i może być na tyle dobrze izolowany, że pomimo sezonowych zmian temperatury dopływających do zbiornika wód infiltracyjnych, termika odpływu reprezentuje warunki uśrednione dla dłuższego okresu. Z kolei gwałtowne zmiany termiki wód po opadach lub w czasie roztopów świadczą o szybkiej dostawie płytkich wód infiltracyjnych, co z reguły wiąże się z niewielką zasobnością zbiornika. W takich przypadkach na podstawie temperatury można wstępnie ocenić czas dopływu wód. Informacje te mogą pomóc w identyfikacji dróg dostawy wody do źródła.

Buczyński i in. (2007) wykazali, że na terenie występowania utworów fliszowych temperatura wód źródłanych w sezonie letnim mieści się w przedziale 6,0–13,0°C. Zaznaczyli, że źródła o małej wydajności (poniżej 0,1 l/s) charakteryzują się wyższą temperaturą niż wypływy bardziej wydajne. Zauważyli także prawidłowość, że temperatura wydajniejszych źródeł nie wykazuje prostego związku ze średnią roczną temperaturą powietrza i wysokością nad poziomem morza.

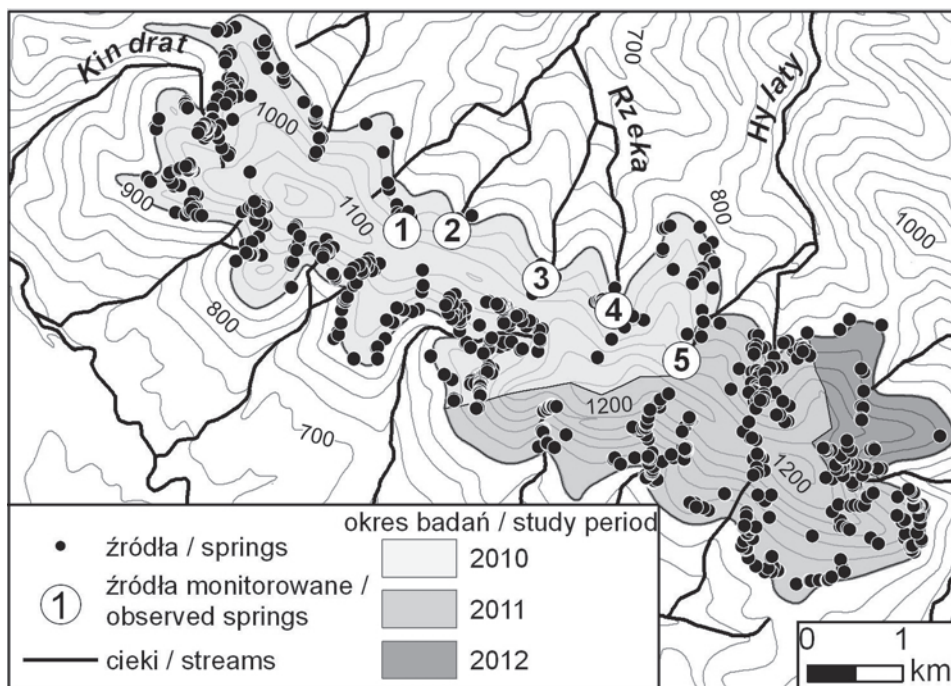
W Karpatach wyróżniane są trzy główne rodzaje utworów wodonośnych – flisz karpacki, pokrywy zwietrzelinowe oraz osady fluwialne w dnach dolin (Ziemońska 1973). W Bieszczadach najzasobniejszymi zbiornikami wód podziemnych są piaskowce warstw dolnokrośnieńskich, w obrębie których migrują wody o średniej rocznej temperaturze od 7,0°C do 9,0°C. Z kolei w pokrywach zwietrzelinowych uśrednione wartości temperatury wód podziemnych wynoszą od 7,0°C do 15,0°C. Osady zwirowo-piaszczyste stożków w dolinach większych rzek oraz teras to miejsca, gdzie termika wód wynosi średnio od 9,0°C do 11,0°C (Bogusz 2004).

Celem niniejszego opracowania jest charakterystyka termiki wód źródłanych w masywie Połoniny Wetlińskiej oraz ocena czynników kształtujących dynamikę i zróżnicowanie przestrzenne temperatury wód źródłanych.

Obszar badań

Prowadzone badania objęły obszar Bieszczadzkiego Parku Narodowego w masywie Połoniny Wetlińskiej (Ryc. 1). Jest to najbardziej wysunięty na północny-zachód masyw Bieszczadów Wysokich.

Cechą charakterystyczną Bieszczadów Wysokich jest wyraźna relacja pomiędzy strukturami geologicznymi, rzeźbą terenu a warunkami obiegu wody. Rusztowy układ grzbietów przyczynił się do wykształcenia kratowego układu sieci rzecznej. Ponadto, w dużej mierze, ciekі nawiązują swoim przebiegiem do tektoniki obszaru (głównie uskoków) oraz kierunku zapadania utworów fliszowych. Czynnikiem decydującym o gęstości sieci rzecznej badanego obszaru jest wspomniana zależność orientacji głównego ciekі w stosunku do zalegania warstw skalnych. Obszary, gdzie oś doliny jest niezgodna z upadem warstw, są predysponowane do występowania licznych, lecz mało wydajnych wypływów. Wymienione cechy geologiczne i geograficzne Bieszczadów nie sprzyjają retencji wody opadowej (Łajczak 1996; Rzonca i in. 2008).



Ryc. 1. Badane źródła.

Fig. 1. The studied springs.

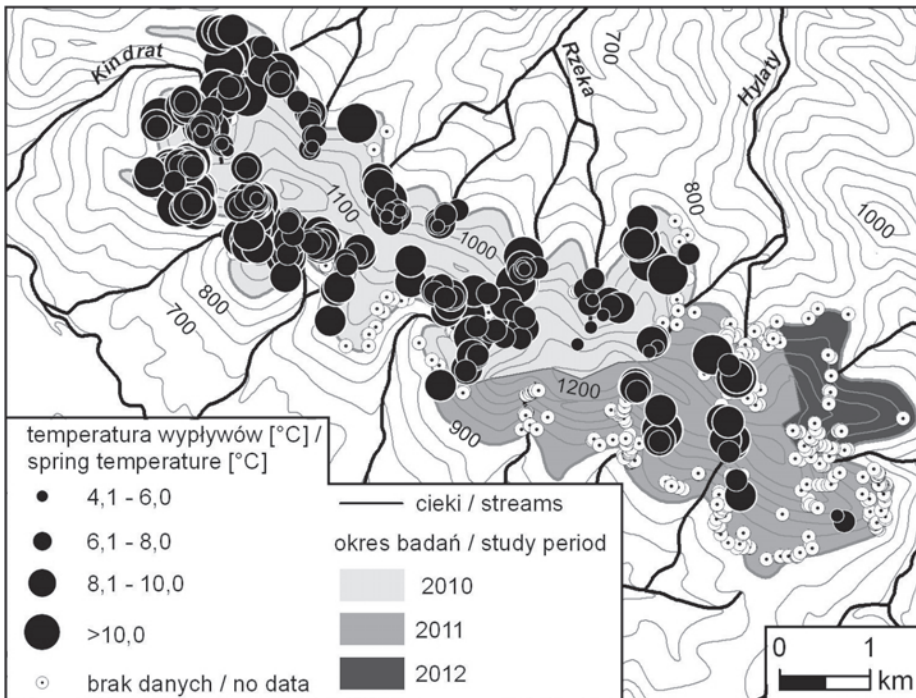
Badany obszar odznacza się wysokimi sumami opadów – średnia roczna suma opadów w Bieszczadach Zachodnich wynosi od 900 do 1300 mm (Nowosad 1996). Długość zalegania pokrywy śnieżnej jest zależna od temperatury powietrza, wysokości bezwzględnej oraz ekspozycji. Czynniki te sprawiają, że czas ten w Bieszczadach wydłuża się wraz ze wzrostem wysokości bezwzględnej o 9 dni na 100 m (Leśniak 1980; Laszczak i in. 2011). Czas zalegania pokrywy śnieżnej wynosi od 94 dni w Komańczy do 114 w Wetlinie. W najwyższych partiach gór pierwszy śnieg pojawia się już z końcem września i najdłużej utrzymuje się na północnych zboczach połonin do marca, a w miejscach bardziej zacienionych – do maja (Żurek 2005). Powoduje to ukształtowanie się w bieszczadzkich rzekach reżimu prostego z wezbraniem w okresie roztopowym na przełomie marca i kwietnia (Dynowska 1971; Plenzler i in. 2011).

Masyw Połoniny Wetlińskiej charakteryzuje się wysokim wskaźnikiem krenologicznym, który wynosi ok. 50 wypływów na km², z czego 40 to formy wypływów sklasyfikowane jako źródła (Lasek i in. 2012). Większość źródeł cechuje niska wydajność – poniżej 1 l/s. W czasie kartowania hydrologicznego Połoniny Wetlińskiej w latach 2009–2012 zinwentaryzowano kilka źródeł o znacznie wyższej wydajności (powyżej 5 l/s). Wydaje się to warte uwagi ze względu na niesprzyjające warunki występowania tak zasobnych źródeł, głównie wysokość względną, na której się one znajdują, co powoduje, że ich zlewnie są niezwykle małe (Mocior i in. 2015).

Zdecydowana większość źródeł w masywie Połoniny Wetlińskiej występuje na południowych stokach. Ma to związek z kierunkiem zapadania utworów fliszowych w stosunku do kierunku nachylenia stoku. Rzonca i in. (2008) oraz Lasek i in. (2012) zauważyli, że zapadanie warstw przeciwnie do nachylenia stoku sprzyja występowaniu licznych źródeł na kontakcie łupków z piaskowcami. Taka sytuacja geologiczna ułatwia spiętrzanie infiltrującej w piaskowce wody nad warstwami nieprzepuszczalnych łupków.

Metody i materiał badań

Do oceny zróżnicowania przestrzennego termiki wód źródłanych wykorzystano pomiary temperatury źródeł w masywie Połoniny Wetlińskiej wykonane w czasie kartowań w okresie letnim (lipiec) w latach 2010–2011 r. (Siwek i in. 2011; Lasek i in. 2012). Kartowaniem objęto obszar masywu Połoniny Wetlińskiej powyżej 900 m n.p.m. (18,6 km²). Temperaturę wody mierzono w miejscu głównego wypływu przy użyciu czujnika termometrycznego CT2S podłączonego do konduktometru Elmetron CX-401 z dokładnością pomiaru $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$. Ogółem skartowano 879 wypływów wód podziemnych (źródła, młaki), jednakże temperaturę wód zmierzono jedynie w 303 źródłach i młakach (Ryc. 2). W po-



Ryc. 2. Temperatura wód źródłanych w okresach letnich w latach 2010–2012.

Fig. 2. The temperature of spring water in summer (2010–2012).

zostałych, zwykle niewielkich wypływach, pomiaru nie wykonano, ze względu na ich niską wydajność i niewielką wiarygodność pomiaru w warunkach silnego nagrzania samego miejsca wypływu. W celu określenia charakteru wód zasilających źródła ich temperaturę porównano z jedynymi dostępnymi danymi o średniej miesięcznej temperaturze powietrza. Są to dane pochodzące ze stacji na Połoninie Wetlińskiej, mierzone w latach 2007-2009 (Nowosad, Siwek, Wereski 2010). Związek temperatury źródeł z wysokością bezwzględną, na której się znajdowały, określano za pomocą współczynnika korelacji liniowej Pearsona na założonym poziomie istotności $\alpha < 0,05$. Do określenia istotności różnic średniej temperatury źródeł obliczonej dla stoków o różnych ekspozycjach oraz określenia różnic pomiędzy temperaturą wyróżnionych wypływów (źródeł i młak) użyto nieparametrycznego testu U Manna-Whitneya.

Do oceny dynamiki zmian temperatury wykorzystano informacje pochodzące z ciągłego, automatycznego monitoringu termiki i wydajności źródeł w latach 2012–2014. Monitoring termiki prowadzony był przy użyciu sond OTT OrpheusMini z dokładnością pomiaru $\pm 0,1^\circ\text{C}$ i objął pięć stałych źródeł (Ryc. 1). Tabela 1 przedstawia charakterystykę tych źródeł. Znajdują się one tuż poniżej górnej granicy lasu, na wysokości 995–1101 m n.p.m. Powierzchnie topograficzne ich zlewni nie przekraczają 3,8 ha. Wypływają ze skał o zbliżonym typie litologicznym i podobnym charakterze tektonicznym, dając początek głównym ciekom, które odwadniają północne stoki Połoniny Wetlińskiej. Cechą charakterystyczną tych źródeł jest znaczna wydajność, która w latach 2010–2014 zmieniała się w przedziale od poniżej 1 l/s do nawet kilkunastu l/s. Pomiar temperatury wykonywano z godzinnym krokiem czasowym. Wykorzystane w opracowaniu dane obejmują okres od sierpnia 2012 do listopada 2014 roku w odniesieniu do trzech źródeł (źr.1, źr.4, źr.5). W odniesieniu do pozostałych dwóch (źr.2, źr.3) analizie poddano tempera-

Tabela 1. Charakterystyka monitorowanych źródeł (wydajność na podstawie danych z lat 2010–2014).

Table 1. Characteristics of observed springs (discharge based on data collected between 2010–2014).

Nr No.	Wysokość <i>Altitude</i> [m n.p.m.] [m a.s.l.]	Powierzchnia zlewni topograficznej <i>Topographic catchment area</i> [ha]	Wydajność <i>Discharge</i> [l/s]	
			min	max
1	1029	1,81	1,02	5,12
2	998	2,36	0,25	13,72
3	995	3,70	1,24	8,23
4	1021	3,80	1,90	19,18
5	1101	1,01	0,10	10,17

ture rejestrowaną od lipca 2013 do listopada 2014 roku. Średnią dobową temperaturę wody obliczano jako zwykłą średnią arytmetyczną z dwudziestu czterech pomiarów, a następnie na jej podstawie wyliczono średnią miesięczną temperaturę monitorowanych źródeł.

Sezonową zmienność średniej miesięcznej temperatury wody w ciągu roku hydrologicznego określano na podstawie współczynnika zmienności C_v , obliczanego jako iloraz odchylenia standardowego i średniej arytmetycznej. Reżim termiczny zilustrowano za pomocą współczynnika zmienności średniej temperatury miesięcznej, obliczanego jako wartość temperatury średniej miesięcznej w stosunku do średniej rocznej.

Wyniki

Kartowanie wykonane w okresach letnich 2010 i 2011 r. wykazało, że źródła odznaczały się znacznym zróżnicowaniem temperatury wód, która wynosiła od $5,3^{\circ}\text{C}$ do $13,7^{\circ}\text{C}$, przy czym większość zmierzonych wartości mieściła się w przedziale od $6,8^{\circ}\text{C}$ do $9,6^{\circ}\text{C}$, przy średniej równej $8,5^{\circ}\text{C}$ (Ryc. 3). Natomiast mlaki charakteryzowały się szerszym zakresem temperatur od $6,2^{\circ}\text{C}$ do $15,4^{\circ}\text{C}$, przy średniej $9,6^{\circ}\text{C}$ (Ryc. 3). W poszczególnych latach dało się zauważyć istotną statystycznie różnicę pomiędzy typami wypływów. W 2010 r. mlaki odznaczały się przeciętnie temperaturą $Me = 10,3^{\circ}\text{C}$, a źródła o ok. 2 stopnie niższą ($Me = 8,0^{\circ}\text{C}$) (Ryc. 3). W roku 2011 prawidłowość ta zaznaczyła się mniej wyraźnie, jakkolwiek liczba źródeł badanych w tym roku była o rząd wielkości mniejsza niż w 2010 r., co utrudnia porównanie obu okresów. Nie stwierdzono istotnych statystycznie różnic między temperaturą wód źródeł na NE i SW stokach Połoniny, jak również istotnego statystycznie związku korelacyjnego pomiędzy wysokością bezwzględną a temperaturą źródeł (współczynnik korelacji wyniósł $-0,16$).

Natomiast monitoring źródeł (Ryc. 1), prowadzony w latach 2012–2014 wykazał, że średnia miesięczna temperatura wody wydajnych źródeł wynosiła od $4,9^{\circ}\text{C}$ do $6,3^{\circ}\text{C}$. Roczna amplituda średniej miesięcznej temperatury wody w analizowanym okresie mieściła się w granicach od $0,1^{\circ}\text{C}$ (źr. 1) do $1,4^{\circ}\text{C}$ (źr. 2). Współczynnik zmienności (C_v) średnich miesięcznych temperatur w ciągu roku był niski i w każdym przypadku wynosił poniżej 10%. Wszystkie monitorowane źródła odznaczały się generalnie stałą temperaturą w ciągu roku – amplituda poniżej 2°C . Średnia roczna temperatura wody każdego z monitorowanych źródeł była podobna i wynosiła odpowiednio: $5,4^{\circ}\text{C}$ (źr. 4), $5,6^{\circ}\text{C}$ (źr. 2), $5,8^{\circ}\text{C}$ (źr. 1 i 5) oraz $5,9^{\circ}\text{C}$ (źr. 3).

Przestrzenne zróżnicowanie temperatury wód źródłanych

Zakres temperatury wody źródeł, stwierdzony w czasie kartowań, jest podobny do zakresu temperatur notowanych także w Karpatach fliszowych, przez Buczyńskiego i in. (2007), lecz węższy niż wartości odnotowane przez Ziemońską (1973).

Stwierdzone wartości są zbliżone do średniej temperatury powietrza na Połoninie Wetlińskiej w miesiącach od kwietnia do czerwca (Tab. 2). Wskazuje to na decydującą rolę zasilania niwalno-pluwialnego w okresie wiosennym w kształtowaniu termiki wód źródłanych w sezonie letnim. Wiąże się to bezpośrednio z istotnym udziałem zasilania roztopowego w kształtowaniu zasobów zbiorników wód podziemnych w rejonie Połoniny Wetlińskiej.

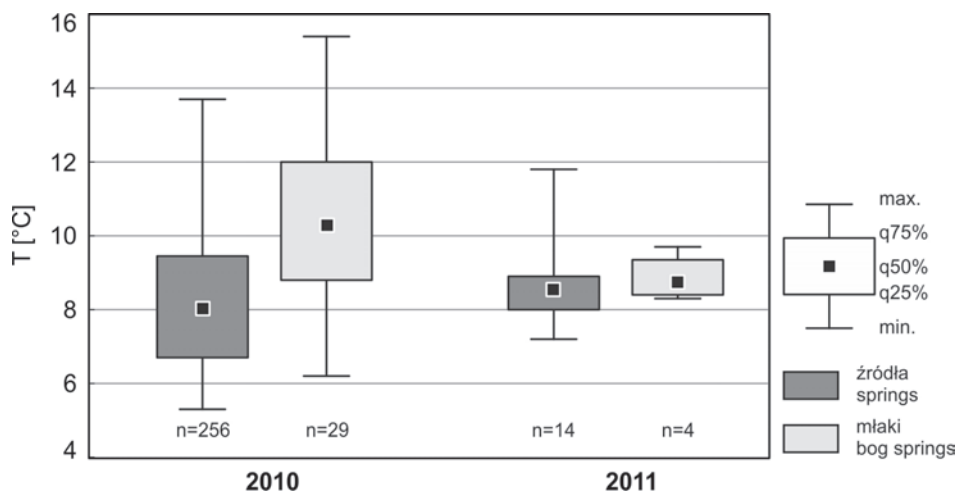
Tabela 2. Średnia miesięczna temperatura powietrza (°C) na Połoninie Wetlińskiej w latach 2007–2009 (wg Nowosad i in. 2010).

Table 2. The mean monthly air temperature (°C) on Polonina Wetlinska in 2007–2009 (after Nowosad et al. 2010).

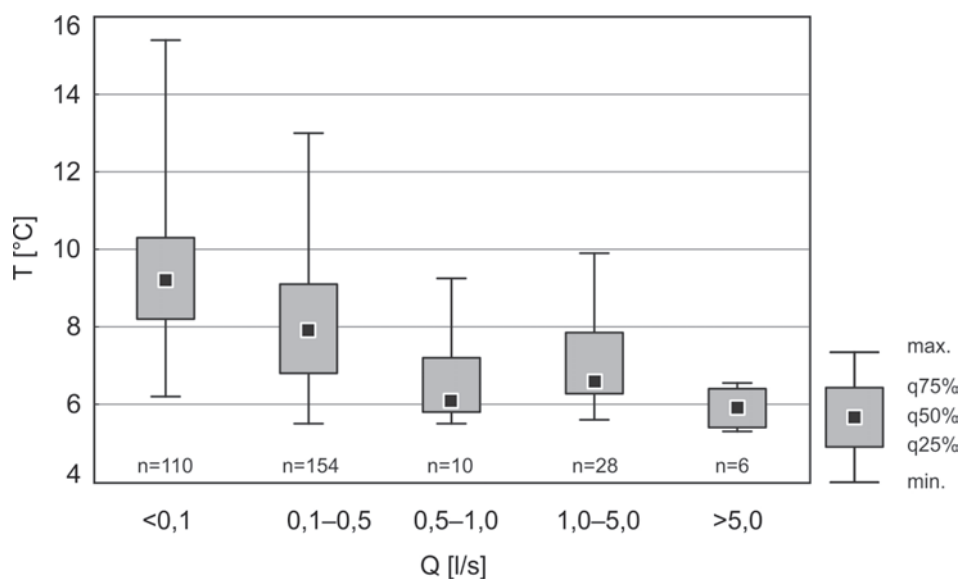
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-4,8	-4,5	-1,8	4,4	8,6	12,0	13,6	13,6	7,1	4,4	-1,3	-2,6

Nie stwierdzono wyraźnych prawidłowości zróżnicowania przestrzennego temperatury wód (Ryc. 2). Nawet wypływy położone blisko siebie odznaczały się często znaczną różnicą temperatury w zależności od lokalnych warunków mikroklimatycznych, w tym przede wszystkim potencjalną ekspozycją na słońce, niezależną od chwilowych warunków pogodowych. Prawidłowość ta zaznaczała się przede wszystkim w przypadku wypływów o najmniejszej wydajności. Brak związku temperatury źródeł i wysokości bezwzględnej, na której się znajdowały, pokrywa się z wynikami przedstawionymi przez Buczyńskiego i in. (2007).

Istotnie statystycznie okazało się zróżnicowanie temperatury wody pomiędzy poszczególnymi typami wypływów – źródłami i młakami (Ryc. 3). Wyższa temperatura helokrenów (młak) niż zwykłych źródeł reokrenicznych związana jest z czasem migracji wody w obrębie samego miejsca wypływu. W związku z powolną migracją wody w obrębie młaki ma ona w okresie letnim możliwość ogrzania się, nie odzwierciedlając tym samym temperatury zasilających ją wód podziemnych a raczej temperaturę pokryw zwietrzelinowych w miejscu wypływu. Z reguły wypływy o znacznej, jak na warunki fliszowe, wydajności (pow. 0,5 l/s) odznaczały się w sezonach letnich 2010–2011 wyraźnie niższą temperaturą niż wypływy niewielkie (Ryc. 4). Także dyspersja stwierdzanych temperatur w „wydajnych” wypływach była wyraźnie mniejsza niż w źródłach niewielkich. Fakt ten do pewnego stopnia może być tłumaczony różnym stopniem nagrzewania się wolno napływającej wody w miejscu samego wypływu – zwłaszcza w odniesieniu do niewiel-



Ryc. 3. Kwantyle (q) rozkładu temperatury wody w źródłach i młakach w 2010 i 2011 r.
Fig. 3. The quintiles (q) of distribution of spring and bog spring water temperature in 2010 and 2011.



Ryc. 4. Temperatura wody źródeł w poszczególnych klasach wydajności w lipcu 2010 i lipcu 2011 r.

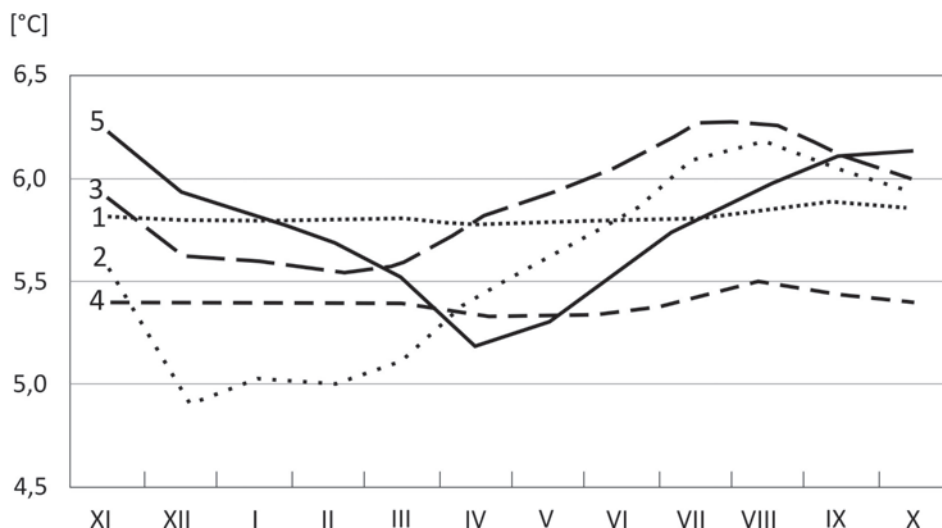
Fig. 4. Spring water temperature in discharge classes in July 2010 and July 2011.

kich źródeł zwietrzelinowych, zlokalizowanych w nasłonecznionych miejscach. Natomiast woda w źródłach o dużej dynamice wypływu nie nagrzewa się w ten sposób, a jej temperatura jest związana bezpośrednio z czasem i głębokością krążenia wody w obrębie utworów wodonośnych. Relatywnie niska temperatura wydajnych i stabilnych wypływów może być także związana z zasilaniem ich wodami bardziej zasobnego zbiornika wód podziemnych, odznaczającego się dłuższym czasem wymiany wód. Zasilanie najbardziej wydajnych wypływów następowało z głębokości na tyle dużej, że ich temperatura nie była kształtowana przez bieżące warunki hydrometeorologiczne.

Zmienność termiki

Całoroczny, ciągły monitoring prowadzony w miejscu pięciu wypływów wykazał, że jakkolwiek źródła te odznaczają się zbliżoną średnią miesięczną temperaturą, to zmienność termiki w ciągu roku wskazuje na dwa typy reżimu termicznego. Pierwszy z nich, bardziej dynamiczny, cechował się stosunkowo szybkim wzrostem temperatury na wiosnę i ciągłym stopniowym ocieplaniem się wody aż do jesieni. Ten typ reżimu termicznego, charakteryzujący się względnie stabilną temperaturą w okresie zimy oraz wzrostem temperatury wody od marca/kwietnia, zaobserwowano w dwóch badanych wypływach (źr. 2 i 3). W rocznym przebiegu temperatury zaznaczały się dwa okresy: wzrostu i spadku (Ryc. 5). W obu źródłach temperatura wody rosła do sierpnia, a następnie malała aż do zimy. Należy jednak zaznaczyć, że amplituda wahań temperatury w ciągu roku nie przekraczała nigdy 2°C. Temperaturę wody wyższą od średniej rocznej notowano od maja do października. Równie dynamicznym rytmem zmienności temperatur, lecz przesuniętym w czasie o ok. 2–3 miesiące odznaczało się źr. 5. Od listopada do kwietnia obserwowany był tam stopniowy spadek temperatury wód, natomiast okres jej wzrostu przypadał od kwietnia do listopada. Ponadto, w odróżnieniu od źr. 2 i 3, okres zimowy odznaczał się w nim ciągłym spadkiem temperatury wód. Taki schemat zmian temperatury związany był głównie z zasilaniem wód podziemnych wodami roztopowymi. Stopniowy wzrost temperatury mógł być ponadto spowodowany infiltracją wód opadowych w sezonie letnim. Czas migracji wód infiltracyjnych był na tyle krótki, a głębokość ich krążenia była na tyle mała, że zmiany warunków zasilania zbiornika miały swoje odzwierciedlenie w termice źródeł.

Do drugiego z wyróżnionych typów reżimu termicznego, odznaczającego się wyjątkowo stabilnym przebiegiem temperatury wody w ciągu roku, zaliczono źr. 1 i 4 (współczynnik zmienności $C_v < 1,3\%$). Roczna amplituda temperatury wody tych źródeł nie przekraczała 0,5°C. Oba opisywane wypływy charakteryzowały się prawie identycznym rytmem przebiegu temperatury w ciągu roku, z tą różnicą, że wody źr. 1 były zawsze o niespełna pół stopnia cieplejsze (Ryc. 5). Świadczy to o stabilnych warunkach zasilania wodami zasobnego zbiornika, krążącymi na tyle długo i na głębokości dostatecznie dużej, aby zniwelować wpływ sezonowych zmian temperatury powietrza.



Ryc. 5. Średnia miesięczna temperatura wody monitorowanych źródeł (numeracja źródeł zgodna z ryc. 1).

Fig. 5. The monthly average of water temperature in observed springs (spring id after fig. 1).

Podsumowanie

Analiza temperatury zmierzonej w czasie kartowania źródeł, odniesionej do średniej miesięcznej temperatury powietrza omawianego obszaru, wskazuje na to, że termika źródeł jest w dużej mierze kształtowana przez zasilające je wody wiosenne, w tym pochodzące z roztopów. Nie stwierdzono żadnych powiązań przestrzennego zróżnicowania temperatury wód nawet w źródłach położonych w bliskiej odległości od siebie. Termika wód nie jest także zależna od ekspozycji stoku Połoniny ani od wysokości nad poziomem morza, na której znajdują się źródła. Różnice w temperaturze wód zostały zauważone dopiero na etapie porównań pomiędzy typami wypływów (źródła i młaki) i ich wydajnością. Helokreny (młaki) są cieplejsze niż źródła ze względu na tempo oraz czas migracji wody w obrębie wypływu. Młaki cechują się powolnym krążeniem wody w pokrywie zwietrzelinowej, co ułatwia jej nagrzewanie się, szczególnie w okresie letnim. Dlatego też temperatura ich wypływu nie odzwierciedla termiki wód podziemnych. Natomiast źródła o relatywnie dużej wydajności (powyżej 0,5 l/s) cechują się niższą temperaturą wody.

Monitorowane źródła odznaczały się niewielką dynamiką zmian temperatury wody w ciągu roku – roczna amplituda nie przekraczała 2°C. Stwierdzono dwa typy reżimu termicznego. Pierwszy, bardziej dynamiczny, charakteryzuje

się stałą temperaturą wody w miesiącach zimowych, szybkim wzrostem między marcem i kwietniem, a także stopniowym ocieplaniem aż do jesieni. Drugi typ reżimu odznacza się wyjątkową stabilnością temperatury wody w ciągu całego roku (amplituda nie przekroczyła $0,5^{\circ}\text{C}$). Warto podkreślenia jest to, że źródła objęte całorocznym monitoringiem zlokalizowane są na północno-wschodnim stoku masywu, gdzie upad warstw skalnych jest zgodny z nachyleniem stoku. Taka budowa geologiczna nie sprzyja powstaniu zasobnego zbiornika wód podziemnych. Stabilność termiczna wypływów wskazuje jednak na zasilanie tych źródeł wodami względnie zasobnego zbiornika, o czasie wymiany wód umożliwiającym uśrednienie wartości temperatury dla całego roku.

Podziękowania

Badania przeprowadzono w ramach projektu naukowego „HydroBieszczady” realizowanego w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ. Autorzy dziękują wszystkim uczestnikom biorącym udział w pracach terenowych.

Literatura

- Bogusz A. 2004. Charakterystyka hydrograficzna zlewni potoku Hylatego w Bieszczadach. Praca magisterska, archiwum Zakładu Hydrologii IGiGP UJ, Kraków.
- Buczyński S., Rzonca B. 2003. Wstępne wyniki badań składu chemicznego wód krasowych Ziemi Kłodzkiej. *Przegląd Geologiczny* 51(11), 963 s.
- Buczyński S., Olichwer T., Staško S., Tarka R. 2007. Zawodnienia formacji fliszowej Karpat w oparciu o wyniki badań źródeł Beskidu Krynickiego w rejonie Tylicza. *Współczesne Problemy Hydrogeologii XIII*, Wyd. AGH, Krynica, s. 403–409.
- Dynowska I. 1971. Typy reżimów rzecznych w Polsce. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 28: 1–150.
- James E. R., Manga M., Rose T. P., Hudson G. B. 2000. The use of temperature and the isotopes of O, H, C, and noble gases to determine the pattern and spatial extent of groundwater flow. *Journal of Hydrology* 237: 100–112.
- Jokiel P. 1997. Źródła, ich rola w środowisku i znaczenie w gospodarce wodnej. *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica* 2: 5–7.
- Lasek J., Dąbek N., Jaśkowiec B., Mocior E., Peek B., Plenzler P., Płaczkowska E., Rzonca B., Siwek J., Wójcik S. 2012. Źródła w Bieszczadach Wysokich. *Roczniki Bieszczadzkie* 20: 254–267.
- Laszczak E., Ziółkowski L., Siwek J. 2011. Opady i pokrywa śnieżna. W: B. Rzonca, J. Siwek (red.). *Hydrologia Bieszczadów. Zlewnie Sanu i Solinki powyżej Jeziora Solińskiego*, IGiGP UJ, s. 21–29.
- Leśniak B. 1980. Pokrywa śnieżna w dorzeczu górnej Wisły. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 51: 75–127.
- Lajczak A. 1996. Warunki hydrologiczne. W: S. Skiba (red.). *Plan ochrony Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Operat ochrony przyrody nieożywionej i gleb*, Kraków–Ustrzyki Dolne, BdPN, manuskrypt, s. 12–38.

- Mocior E., Rzonca B., Siwek J., Plenzler J., Płaczkowska E., Dąbek N., Jaśkowiec B., Potoniec P., Roman S., Ździebko D. 2015. Determinants of the distribution of springs in the upper part of flysch ridge in the Bieszczady Mountains in southeastern Poland. *Episodes*, vol. 38(1): 21–30.
- Nowosad M. 1996. Zarys klimatu Bieszczadzkiego Parku Narodowego i jego otuliny. *Roczniki Bieszczadzkie* 4: 163–183.
- Nowosad M., Siwek K., Wereski S. 2010. Warunki klimatyczne. W: M. Drewnik (red.). *Plan Ochrony Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Operat ochrony zasobów przyrody nieożywionej*, Kramko, Kraków, ss. 58.
- Plenzler J., Wójcik S., Kołodziej A., Siwek J. 2011. Odptyw powierzchniowy. W: B. Rzonca, J. Siwek (red.). *Hydrologia Bieszczadów. Zlewnie Sanu i Solinki powyżej Jeziora Solińskiego*, IGiGP UJ, s. 45–57.
- Rzonca B., Kołodziej A., Laszczak E., Mocior E., Plenzler J., Płaczkowska E., Rozmus, M., Siwek J., Ścisłowicz B., Wójcik S., Ziółkowski L. 2008. Źródła w zlewni górnej Wołosatki w Bieszczadach Wysokich. *Przegląd Geologiczny* 56, 8/2: 772–779.
- Siwek J., Rzonca B., Płaczkowska E., Plenzler J., Jaśkowiec B. 2011. Aktualne kierunki badań hydrologicznych w Bieszczadach Wysokich. *Roczniki Bieszczadzkie* 19: 285–298.
- Szczucińska A. M., Wasilewski H. 2013. Seasonal water temperature variability of springs from porous sediments in Gryżynka Valley, Western Poland. *Quaestiones Geographicae* 32(3): 111–117.
- Ziemońska Z. 1973. Stosunki wodne w Polskich Karpatach Zachodnich. *Prace geograficzne IG PAN* 103: 1–103.
- Żurek S. 2005. Warunki obiegu wody w zlewni potoku Głębokiego (Bieszczady). *Praca magisterska*, archiwum Zakładu Hydrologii IGiGP UJ, Kraków.

Summary

Springs are the natural forms of ground water outflow and an important element of the environment. Their occurrence, discharge and temperature reflect the hydrogeological conditions of an area, especially the abundance of ground water reservoirs. Temperature of spring's water in many cases may be used as an indicator of ground water circulation patterns, reflecting recharge condition, circulation time and depth.

The aim of this study carried out in Polonina Wetlinska massif was to characterize the spring water temperature and the determination of factors controlling the spatial diversity and seasonal changes of spring water temperature.

The study is based on data collected during field studies in Polonina Wetlinska massif carried out in summer (July) 2010–2012, in a range of height from 900 up to 1222 m a.s.l. (Fig. 1). During the fields studies 879 springs were identified, however most of them were of discharge lesser than 0.1 l/s. Only 6 springs exceeded 5 l/s. The measurements of temperature covered 303 rheocene and bog springs. The information about seasonal changes was obtained from five

continuously observed springs (2012–2014), where the automatic data logger was installed. The seasonal variability of monthly average of spring water temperature during hydrological year was calculated as the coefficient of variation (Cv).

Studies have shown that spring waters, in summer months, were characterized by a high range of temperature – from 5.3°C to 13.7°C, wherein the average temperature was 8.5°C. There was no clear regularity of spatial diversity of spring water temperature. There was also no relationship between Polonina Wetlinska slope exposition and springs water temperature (Fig. 2) as well as between elevation of springs and their temperature. On the other hand a dependence between spring water temperature and type of outflow (rheocrene and bog springs) was observed (Fig. 3). Higher temperature of helocrenes (bog springs) than rheocrenes was obviously related to water migration time within the covers, which in summer periods controls the heating of water in a spring niche. The same mechanism controlled the higher temperature of water in springs of lower discharge than in the most abundant with water (Fig. 4).

The temperature of monitored spring were stable throughout the year – the annual amplitude did not exceed 2°C. The coefficient of variation (Cv) of average month temperature during a year was less than 10%. Two different types of temperature regime were identified: 1. dynamic and 2. stable. In first type spring water was characterized by a relatively rapid increase of temperature in the spring and continued the gradual warming until the autumn (Fig. 5. springs 2 and 3). In stable type, the annual temperature amplitude in springs did not exceed 0.5°C (Fig. 5. springs 1 and 4). It might be caused by recharge from a relatively abundant and deep groundwater reservoir.