

## INTERPRETACJA ZMIENNOŚCI TEMPERATURY WODY W ŹRÓDLE NA WSCHODNIM STOKU ZAMECZKÓW (TATRY ZACHODNIE) NA PODSTAWIE CIĄGŁYCH OBSERWACJI MONITORINGOWYCH I NUMERYCZNEGO MODELU TRANSPORTU CIEPŁA

### INTERPRETATION OF WATER TEMPERATURE CHANGES IN THE SPRING ON THE EASTERN SIDE OF THE ZAMECZKI MOUNTAIN (WEST TATRA MTS.) BASED ON CONTINUOUS MONITORING AND A NUMERICAL HEAT TRANSPORT MODEL

TOMASZ GRUSZCZYŃSKI<sup>1</sup>, MARZENA SZOSTAKIEWICZ-HOŁOWNIA<sup>1</sup>

**Abstrakt.** Prowadzone w sposób ciągle długoterminowe obserwacje temperatury wody ze źródła na wschodnim stoku Zameczków dostarczyły danych do oceny zmienności tego parametru w czasie. W artykule podjęto próbę interpretacji uzyskanych wyników za pomocą niestacjonarnego, numerycznego modelu transportu ciepła i mieszania wód. Wymagało to opracowania modelu konceptualnego, którego poprawność weryfikowano na podstawie oceny dopasowania obliczonej i pomierzonej temperatury wody. W wyniku tarowania modelu określono średnie wartości współczynnika przewodności cieplnej skał na poziomie  $1,4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  oraz ciepła właściwego układu woda–skała na poziomie  $0,92 \text{ kJkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ , przy wartościach błędu średniego i błędu średniego bezwzględnego wynoszących odpowiednio  $0,08$  i  $0,28^\circ\text{C}$ . Zgodnie z przyjętym modelem zmienność temperatury wody na wypływie można wyjaśnić kondukcją ciepła w strefie sezonowych fluktuacji oraz dopływem wód podziemnych ze strefy neutralnej. Na podstawie obliczeń modelowych udało się określić ilościowy udział wód reprezentujących różne strefy głębokościowe. Rezultaty wskazują, że 67% wód zasilających badane źródło powiązanych jest z płytką strefą krążenia, w której główną determinantą temperatury wody jest kondukcyjny strumień ciepła skierowany prostopadłe do powierzchni terenu. Pozostałe 33% dopływu reprezentuje głębszy system krążenia, który można identyfikować ze strefą neutralną. W strefie tej temperatura wody zbliżona jest do średniej rocznej temperatury powietrza, a gradienty temperatury przyjmują niewielkie wartości zarówno w odniesieniu do czasu, jak i przestrzeni.

**Słowa kluczowe:** badania monitoringowe, temperatura wód podziemnych, transport ciepła, Tatry Zachodnie.

**Abstract.** Long-term observations of water temperature in the spring on the eastern side of the Zameczki mountain allow collecting a set of data showing variability of this parameter in time. The paper presents an interpretation of this data by a non-stationary numerical model of heat transport and water mixing. Quantitative interpretation of the results required constructing a conceptual model, whose correctness was verified on the basis of evaluation of calculated and measured water temperature. Due to the model calibration it was possible to establish the mean values of heat conductivity of the rocks at  $1.4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$  and the water-rock specific heat capacity at  $0.92 \text{ kJkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  with the mean error and mean absolute error at the level of  $0.08$  and  $0.28^\circ\text{C}$ , respectively. According to this model, variability of water temperature in the spring can be explained by conductive heat transport in the zone of seasonal fluctuations and by the groundwater inflow from the neutral zone. Based on the model calculations it was possible to determine the quantitative share of waters representing different depth zones. The results indicate that 67% of water recharging the spring is linked with the shallow circulation zone, in which the main temperature determinant is the conductive heat stream directed perpendicular to the terrain surface. The remaining 33% of the inflow represents a deeper circulation system that can be identified with the neutral zone. In this zone, water temperature is close to the annual mean air temperature and the temperature gradients have small values both in space and time.

**Key words:** monitoring studies, groundwater temperature, heat transport, West Tatra Mts.

<sup>1</sup> Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: tgruszcz@uw.edu.pl.

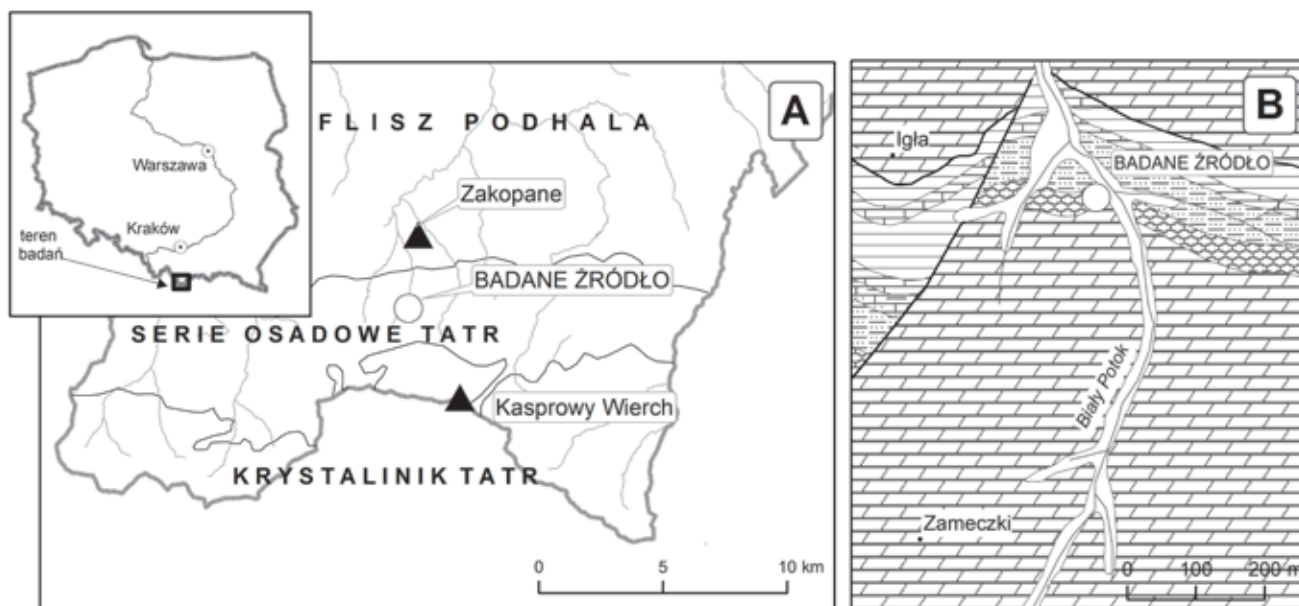
## WSTĘP

Temperatura jest podstawową fizyczną właściwością wód podziemnych. Pomiary temperatury wód podziemnych są wykonywane przede wszystkim w badaniach hydrochemicznych. Jednakże mogą one, szczególnie w przypadku obserwacji o charakterze monitoringowym, dostarczać cennych danych w pracach badawczych mających na celu rozpoznanie dynamiki wód podziemnych (m.in.: James i in., 2000; Buczyński, Rzonca, 2003; Szczucińska, Wasielewski, 2013; Kisiel i in., 2015; Szostakiewicz-Hołownia, 2015; Rysiu-kiewicz, Marszałek, 2017). Interpretacja długoterminowych obserwacji temperatur obejmuje najczęściej ich analizę statystyczną, niemniej szersze możliwości interpretacyjne oferują modele opisujące transport ciepła w masywie skalnym. W artykule podjęto próbę zastosowania tego typu modelu do interpretacji zmian temperatury wody zarejestrowanych w jednym ze źródeł tatrzańskich. Opracowany model pozwolił

na ilościową charakterystykę strumienia ciepła oraz układu krążenia wód podziemnych zasilających źródło.

## OBIEKT BADAŃ

Badaniami objęto źródło zlokalizowane w masywie tatrzańskim (Tatry Zachodnie), w zlewni Białego Potoku. Miejsce wypływu wód podziemnych na powierzchnię terenu znajduje się na wschodnim stoku Zameczków na rzędnej 1067 m n.p.m. Jest to źródło szczelinowe, o stałym wypływie, ekranowane zwietrzeliną. Pod względem litologiczno-facjalnym miejsce wypływu znajduje się w obrębie jednostki reglowej dolnej. W jego strefie zasilania stwierdzono występowanie przede wszystkim dolomitów z przewarstwieniami wapieni (anizyk) (fig. 1). Średnia wydajność źródła w badanym okresie (2013–2017) wynosiła 0,20 dm<sup>3</sup>/s, co pozwala zaliczyć je do VI klasy Meinzera.



Objaśnienia do A / Legend A:

- |  |  |   |
|--|--|---|
| — granice jednostek geologiczno-strukturalnych<br>boundaries of geological units | ----- granica państwa<br>national border | ▲ stacja meteorologiczna<br>weather station |
|--|--|---|

Objaśnienia do B / Legend B:

- |  |  |
|--|--|
| □ aluwia den dolinnych (plejstocen i holocen)<br>fluvial deposits (Quaternary)                                   | ▨ piaskowce kwarcowe z przewarstwieniami łupków<br>(trias górny)<br>sandstones with shale interbeds (Upper Triassic)                 |
| ▨ łupki mułowce (jura dolna)<br>shales, mudstones (Lower Jurassic)   | ▨ mułowce ilaste z przewarstwieniami dolomitów<br>(trias górny)<br>mudstones with dolomites interbeds (Upper Triassic)               |
| ▨ wapień organogeniczne i organodetrytyczne (trias górny)<br>limestones (Upper Triassic)                         | ▨ dolomity bryłowe z przewarstwieniami wapieni mikrytowych (trias środkowy)<br>dolomites with limestones interbeds (Middle Triassic) |
| ▨ dolomity margliste oraz mułowce i iłowce (trias górny)<br>dolomites, mudstones and claystones (Upper Triassic) | — uskoki i nasunięcia<br>faults  |
|  | — potok<br>stream  |

Fig. 1. Lokalizacja badanego źródła (opracowano na podstawie: Bac-Moszaszwili, 1998; Piotrowska i in., 2007 – zgeneralizowane)

Study area location (based on Bac-Moszaszwili, 1998; Piotrowska *et al.*, 2007 – generalized)

Temperatura wody obserwowana w źródle jest zmienna i wyraźnie zależy od czynników klimatycznych. Wartości temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w rejonie obserwowanego źródła scharakteryzowano na podstawie pomiarów wykonywanych w stacji IMiGW Zakopane, zlokalizowanej w bezpośrednim sąsiedztwie obszaru badań.

W latach 2013–2017 średnia roczna temperatura powietrza w Zakopanem zmieniała się w szerokim zakresie od 6,19°C w 2013 r. do 7,42°C w 2014 r. W ciągu roku najwyższe średnie miesięczne temperatury notowano w lipcu (16,0°C w latach 2014 i 2016) lub sierpniu (18,2°C w 2015 r., 16,9°C w 2017 r. oraz 16,0°C w 2013 r.). Najniższe średnie miesięczne temperatury stwierdzono w styczniu (–4,4°C w 2013 r., –4,0°C w 2016 r., –7,6 w 2017 r.), lutym (–2,4°C w 2015 r.) oraz w grudniu (–1,3°C w 2014 r.).

Analiza zmienności rocznych sum opadów atmosferycznych wykazała, że w latach 2013 (1063 mm) i 2015 (942 mm) zanotowano mniejsze wartości rocznych sum opadów atmosferycznych od średniej z wielolecia 1951–2017. Natomiast w latach 2014, 2016 i 2017 sumy roczne wyraźnie przekraczały wieloletnią wartość średnią o odpowiednio 265 mm (24%), 194 mm (18%) oraz 128 mm (12%). Najmniejsze miesięczne sumy opadów atmosferycznych w wieloleciu były zwykle notowane w miesiącach zimowych, a największe w miesiącach letnich, z kulminacją w lipcu. W latach, w których prowadzono badania terenowe, rozkład ten nieco się różnił. W 2016 r. największe miesięczne sumy opadów zanotowano w lipcu (325,8 mm), w 2014 r. zostały one stwierdzone w maju (345,5 mm), a w 2013 r. w czerwcu (190,9 mm). Natomiast w 2017 r. zaobserwowano dwie wyraźne kulminacje – jedną w kwietniu (213,1 mm), a drugą we wrześniu (208,8 mm).

## METODYKA POMIARÓW

W celu monitoringu temperatur wód podziemnych i wydajności źródła w kwietniu 2013 r. w niszy źródlanej zainstalowano przyrząd typu MicroDIVER firmy Schlumberger umożliwiający automatyczny pomiar temperatury i stanu wody. Przyrząd rejestruje temperaturę za pomocą czujnika półprzewodnikowego z dokładnością  $\pm 0,1^\circ\text{C}$ . Natomiast stan wody określa się na podstawie zarejestrowanych zmian ciśnienia słupa wody. Czujnik MicroDIVER mierzy ciśnienie absolutne, dlatego integralną częścią zestawu jest BaroDIVER, umożliwiający kompensację odczytu o zmiany ciśnienia atmosferycznego. Automatyczne obserwacje temperatur i stanów wód prowadzono w interwałach 30-minutowych. Przed umieszczeniem czujników w terenie, w warunkach laboratoryjnych sprawdzono wiarygodność wykonywanych przez nie pomiarów z faktycznym stanem wody oraz temperaturą pomierzoną wielofunkcyjnym urządzeniem firmy Eijkelkamp. Dodatkowo kwartalnie kontrolowano w terenie pomiary wykonywane przez przyrządy.

## MODEL TRANSPORTU CIEPŁA

Temperatura wody podziemnej wypływającej na powierzchnię terenu jest konsekwencją złożonego procesu transportu ciepła w masywie skalnym. Proces ten jest warunkowany zarówno przez kondukcję wynikającą z gradientu temperatury jak i adwekcję uzależnioną od pola przepływu wód podziemnych. Ilościowo procesy te można opisać za pomocą równania transportu ciepła (Mottaghy, 2007):

$$\nabla (\lambda \nabla T - \rho_f c_f u T) + Q = (n \rho_f c_f + (1 - n) \rho_m c_m) \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

gdzie:

$T$  – temperatura [ $^\circ\text{C}$ ],

$\lambda$  – współczynnik przewodności cieplnej [ $\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ],

$u$  – średnia prędkość przepływu wód podziemnych [ $\text{m/s}$ ],

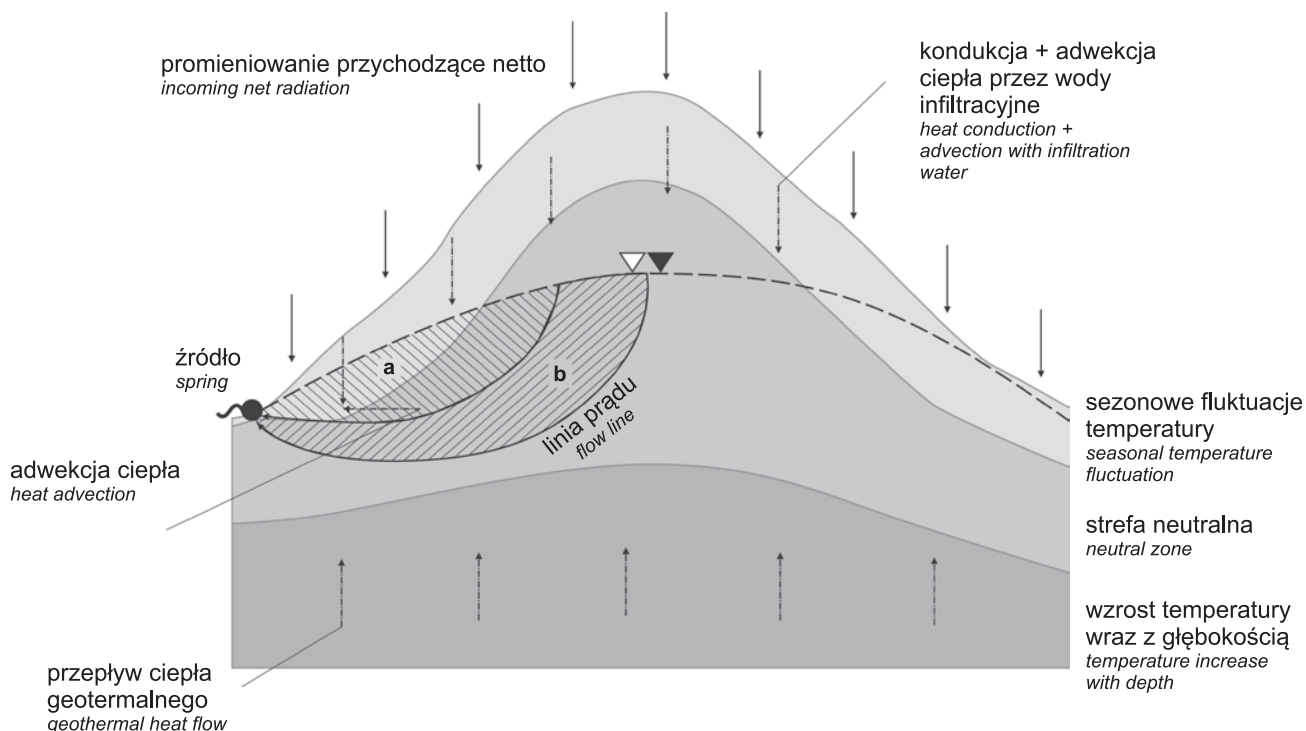
$n$  – porowatość [–],

$Q$  – człon źródłowo-upustowy.

Parametry  $\rho$  i  $c$  oznaczają odpowiednio gęstość [ $\text{kg/m}^3$ ] i ciepło właściwe [ $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ], przy czym indeksy  $f$  i  $m$  odnoszą się odpowiednio do cieczy (wody podziemnej) i skały. Rozwiązanie równania transportu ciepła wymaga opracowania modelu koncepcyjnego przepływu ciepła w masywie skalnym oraz sformułowania warunków brzegowych i początkowych.

Obszar zasilania badanego źródła obejmuje fragment strefy aktywnej wymiany, a rozkład temperatury wody na wypływie zależy od transportu ciepła w tej strefie. Transport ciepła następuje w wyniku propagowania w głąb profilu energii słonecznej oraz dyfuzji ku powierzchni energii wnętrza Ziemi. Na transport energii cieplnej docierającej do ośrodka skalnego, oprócz przewodzenia, wpływa także adwekcja. Rozkład temperatury w profilu pionowym zależy zatem od lokalnych warunków klimatycznych, geologicznych i hydrogeologicznych. W efekcie w profilu temperaturowym ośrodka skalnego wyróżnić można zwykle trzy strefy (fig. 2). W strefie przypowierzchniowej obserwuje się fluktuacje temperatury wynikające z bilansu promieniowania cieplnego docierającego do powierzchni ziemi. Wraz z głębokością zarówno amplituda wahań temperatury, jak i wartość gradientu temperatury wyraźnie maleje, a na głębokości kilku, kilkunastu metrów zmiany są już zanedbywalnie małe (Banks, 2008). Z tego powodu poniżej strefy sezonowych fluktuacji temperatury wyróżnia się strefę neutralną. Poniżej temperatura ośrodka skalnego rośnie wraz z głębokością przeciwnie do lokalnej wartości gradientu geotermicznego.

Badane źródło ma charakter descenzyjny, a jego obszar zasilania powiązany jest z ośrodkiem o charakterze szczelinowym. W skałach szczelinowych orogenu karpackiego miąższość strefy aktywnej wymiany szacuje się zwykle na kilkadziesiąt metrów (Chowaniec, 2009). Można zatem zakładać, że o temperaturze wody na wypływie decydują procesy transportu ciepła zachodzące w strefie sezonowych fluktuacji temperatury oraz w strefie neutralnej. W otoczeniu wododziału sezonowe fluktuacje temperatury dotyczą przede wszystkim strefy niepełnego nasycenia. Transport ciepła w tej strefie zachodzi w wyniku kondukcji oraz adwekcji (wody infiltracyjnej), a temperatura układu woda–skała zmierza wraz



**Fig. 2. Model koncepcyjny transportu ciepła w strefie zasilania badanego źródła**

Conceptual model of heat transport in the recharge area of the examined spring

z głębokością do wartości typowej dla strefy neutralnej, która jest zwykle zbliżona do średniej rocznej temperatury powietrza. W otoczeniu źródła przepływ ciepła zachodzi przede wszystkim w strefie saturacji i tu rozważać należy dwa wzajemnie prostopadłe strumienie ciepła. Pierwszy powiązany jest z kondukcją ciepła wynikającą z promieniowania przychodzącego netto. W przypadku tego strumienia pionowa składowa adwekcyjna jest zanedbywalna ze względu na ograniczoną miąższość strefy aeracji oraz dominującą składową poziomą ruchu wody w strefie saturacji. Drugi strumień ciepła związany jest z jego adwekcją wraz z przepływem wody podziemnej, przy czym strumień ten może być podzielony na dwie części (fig. 2).

Pierwsza z nich (a) obejmuje fragment strumienia wody podziemnej przepływający zarówno przez strefę neutralną, jak i przez strefę sezonowych fluktuacji. Na kontakcie obu stref poziomy gradient temperatury będzie niezerowy, przy czym jego wartość (a co za tym idzie natężenie strumienia adwekcji ciepła) będzie malała wraz z przepływem wody podziemnej w kierunku źródła. Druga część strumienia wody podziemnej (b) obejmuje wyłącznie strefę neutralną, w której gradient temperatury, a co za tym idzie, także natężenie adwekcyjnego strumienia ciepła jest zanedbywalnie małe. Wynika to między innymi z faktu, że termiczny brzeg modelu w tej strefie wyznacza sama nisza źródłowa, w której zmienność temperatury jest niewielka (wartość odchylenia standardowego w ujęciu rocznym oscyluje wokół 1°C).

Powyższe rozważania stanowiły dla autorów punkt wyjścia do opracowania matematycznego modelu transportu ciepła, który pozwalałby na predykcję temperatury wody podziemnej wypływającej na powierzchnię terenu. Założenia te, wobec braku możliwości szczegółowego rozpoznania rzeczywistych gradientów temperatury w masywie skalnym, z konieczności mają charakter założeń upraszczających.

1. Temperatura wody na wypływie jest wypadkową temperatury wód dopływających ze strefy sezonowych fluktuacji oraz ze strefy neutralnej:

$$T_z = \alpha \bar{T}_a + (1 - \alpha) T_b \quad (2)$$

gdzie:

$T_z$  – oznacza temperaturę wody na wypływie [°C],

$\bar{T}_a$  – średnią temperaturę wody w strefie sezonowych fluktuacji [°C],

$T_b$  – temperaturę wody w strefie neutralnej [°C],

$\alpha$  – oznacza udział w dopływie do źródła wód ze strefy sezonowych fluktuacji [–].

2. Temperatura wody w strefie neutralnej jest zbliżona do średniej rocznej temperatury powietrza, a gradient temperatury w tej strefie jest zanedbywalnie mały.

3. Temperatura wody w strefie sezonowych fluktuacji jest zmienna w czasie i w przestrzeni, przy czym w bezpośrednim otoczeniu źródła zmienność ta jest konsekwencją kondukcji ciepła skierowanej prostopadle do powierzchni

terenu, podczas gdy człon adwekcyjny ze względu na ograniczoną miąższość strefy aeracji oraz niewielkie poziome gradienty temperatury może być zaniedbany.

4. Strumień ciepła po normalnej do powierzchni terenu jest stały w przestrzeni i zmienny w czasie, i wynika wprost ze zmienności temperatury powietrza w czasie.

5. Kondukcyjny transport ciepła zachodzi w ośrodku jednorodnym ze względu na parametry przewodności cieplnej i ciepła właściwego, przy czym temperatura wody podziemnej odpowiada temperaturze układu woda–skała oraz jest zmienna w czasie i przestrzeni.

6. Założenia 4 i 5 powodują, że na potrzeby opisu transportu ciepła w strefie sezonowych fluktuacji można posłużyć się jednowymiarowym modelem kondukcji ciepła, przez co równanie (1) upraszcza się do postaci:

$$\lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = (n\rho_f c_f + (1-n)\rho_m c_m) \frac{\partial T}{\partial t} \quad (3)$$

Równanie (3) rozwiązano numerycznie z wykorzystaniem metody różnic skończonych. Wymagało to sformułowania warunków brzegowych i początkowych:

$$T(z=0, t) = f(t), \quad T(z=L, t) = T_p = \text{const}, \quad T(z, t=0) = f(z),$$

gdzie:

$L$  – miąższość strefy sezonowych fluktuacji [m],

$T_p$  – średnia temperatura wody w strefie neutralnej [°C].

## WYNIKI

Pomiary temperatury wody w badanym źródle prowadzone są w sposób ciągły od 25 kwietnia 2013 r., przy czym analizie poddano wektor obserwacji do 31 grudnia 2017 r. włącznie, tj. okres obejmujący cztery pełne lata kalendarzowe (2014–2017). W okresie tym średnia roczna temperatura wody obserwowana na wypływie wyniosła 5,80°C (mediana 5,62°C), przy wartości odchylenia standardowego na poziomie 1,14°C. Wartości średniej temperatury wody w poszczególnych latach są zbliżone, a maksymalna różnica nie przekracza 0,2°C (tab. 1). Najwyższą wartość temperatury w analizowanym wieloleciu (9,38°C) odnotowano 2 września 2015 r., a wartość najniższą (3,95°C) 17 marca

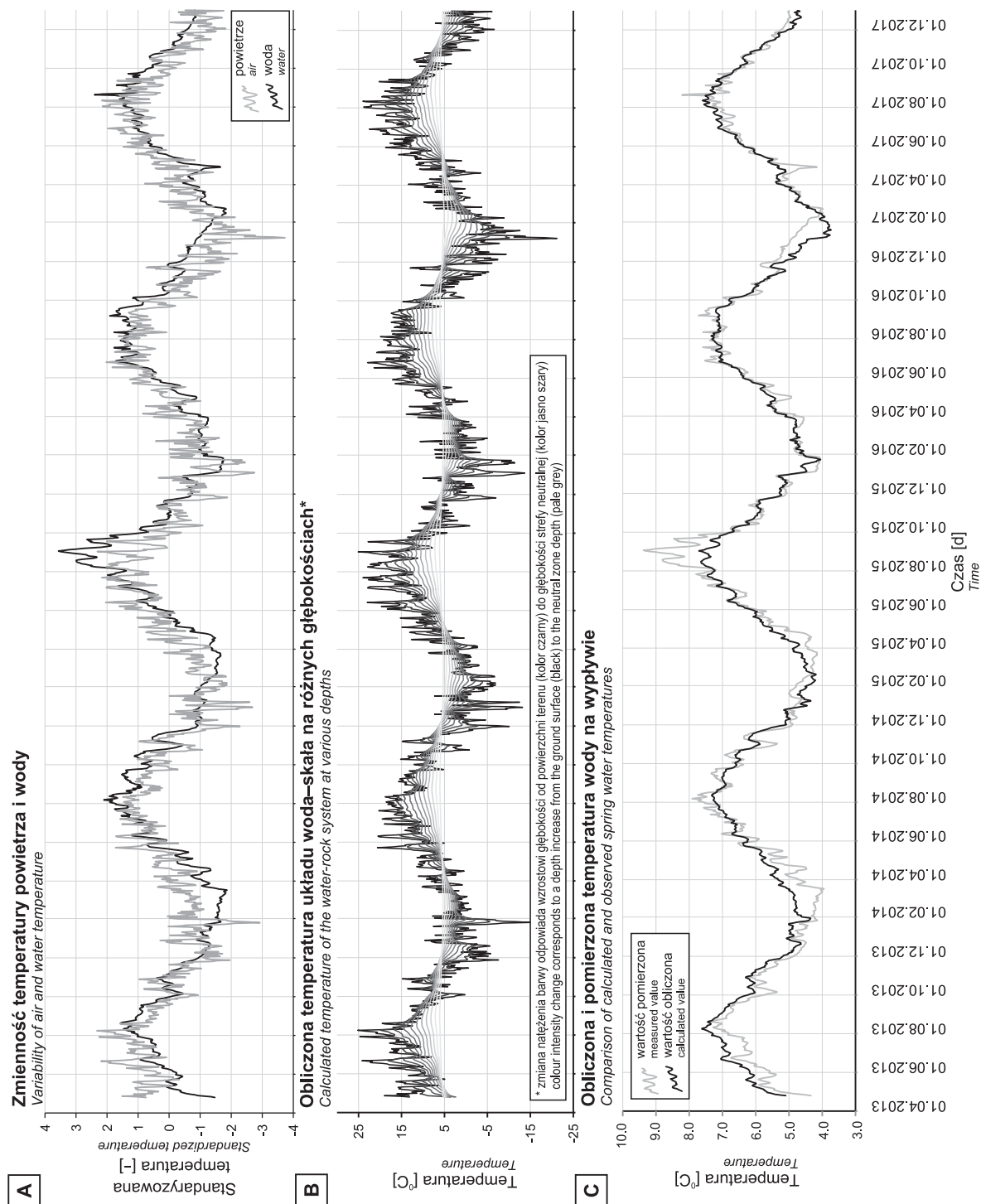
2014 r. Przesunięcie pików temperaturowych na okres późnej zimy i późnego lata wskazuje na wyraźne opóźnienie reakcji źródła na zmiany temperatury powietrza. Znajduje to potwierdzenie w przebiegu krzywych temperaturowych utworzonych na podstawie średniej dobowej temperatury powietrza (dane ze stacji IMGW Zakopane), oraz średniej dobowej temperatury wody pomierzonej w źródle (fig. 3A). W celu uchwycenia wzajemnej relacji analizowanych zmiennych obie krzywe przedstawiono za pomocą zmiennej standaryzowanej. Krzywe te charakteryzują się podobnym przebiegiem, przy czym zaznacza się wyraźna reakcja źródła na zmiany temperatury powietrza zarówno w ujęciu sezonowym jak i dobowym. Można na tej podstawie wnioskować, że obserwowana zmienność temperatury źródła wynika przede wszystkim z wahań temperatury powietrza, przy czym amplituda zmian w odniesieniu do źródła jest zdecydowanie niższa i zachodzą one z opóźnieniem rzędu kilku, kilkunastu dni.

W celu interpretacji zaobserwowanej relacji między temperaturą powietrza a temperaturą wody na wypływie sporządzono numeryczny, niestacjonarny model dyfuzji ciepła w strefie przypowierzchniowej, zgodnie z przedstawionym wcześniej modelem konceptualnym. Obliczenia jednowymiarowego strumienia ciepła wykonano za pomocą metody różnic skończonych. Przestrzeń obliczeń podzielono na 20 bloków przy zastosowaniu stałego kroku dyskretyzacji  $\Delta z = 0,17$  m. Dyskretyzacji czasu dokonano także ze stałym krokiem  $\Delta t = 1$  d. Przestrzeń traktowano jako jednorodną ze względu na zdolności do przewodzenia i magazynowania ciepła. Do obliczeń przyjęto stałą wartość współczynnika przewodności cieplnej na poziomie  $1,6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , co jest wielkością typową dla zawodnionych wapieni o niskiej porowatości. Przyjęta w obliczeniach wartość ciepła właściwego układu została wyznaczona zgodnie z równaniem (3) jako wartość wypadkowa ciepła właściwego skały i wody. Relacje z otoczeniem opisano za pomocą warunków brzegowych Dirichleta. Brzegowi odpowiadającemu powierzchni terenu przypisano zmienną w czasie wartość temperatury odpowiadającą wektorowi obserwacji temperatury powietrza. Na przeciwnym brzegu modelu odpowiadającemu górnej granicy strefy neutralnej zadano stałą temperaturę na poziomie 5,6°C, co jest wartością zbliżoną do średniej rocznej temperatury powietrza. Przybliżone rozwiązanie układu równań

Tabela 1

Zmienność temperatury wody na wypływie [°C] wyrażona za pomocą statystyk opisowych  
Changes of spring water temperature [°C] expressed with descriptive statistics

Rok	Minimalna	Maksymalna	Średnia	Mediana	Odchylenie standardowe	Amplituda
2014	3,95	7,91	5,72	5,59	1,13	3,97
2015	4,15	9,38	5,91	5,76	1,37	5,23
2016	4,05	7,72	5,81	5,62	1,03	3,68
2017	3,98	8,22	5,74	5,58	0,99	4,24
Łącznie	3,95	9,38	5,80	5,62	1,14	5,43



**Fig. 3. Rezultaty obliczeń modelowych w zestawieniu z pomierzonymi wartościami temperatury powietrza i wody**

Results of model calculation in comparison with measured values of air and water temperature

liniowych dla schematu niejawnego uzyskano metodą iteracyjną z wykorzystaniem algorytmu Jacobiego dla kryterium zbieżności na poziomie  $0,001^{\circ}\text{C}$ .

Wyniki obliczeń kondukcji ciepła w strefie przypowierzchniowej przedstawiono na [figurze 3B](#). Rezultat pozwala prześledzić zmienność temperatury w całym profilu głębokościowym strefy sezonowych fluktuacji. Obliczenia wskazują na silne powiązanie temperatury ośrodka w strefie przypowierzchniowej z temperaturą powietrza. Roczne amplitudy temperatury układu woda–skała w bezpośrednim otoczeniu powierzchni terenu dochodzą do  $40^{\circ}\text{C}$ . Dodatkowo w najpłytszej strefie zaznacza się także zmienność w okresach krótkoterminowych, a wyraźne zmiany temperatury można zaobserwować nawet w ujęciu dobowym. Wraz z głębokością amplitudy temperatury w wyniku transportu ciepła szybko maleją, a zmiany krótkoterminowe są coraz trudniej rozróżnialne. Dodatkowo pojemność cieplna układu woda–skała sprawia, że następuje wyraźne przesunięcie poszczególnych pików w czasie. Zjawisko to tłumaczy wspomniane wcześniej opóźnienie reakcji źródła na zmiany temperatury powietrza zarówno w okresach ciepłych, jak i chłodnych.

Sporządzony model transportu ciepła nie mógł być wytarowany bezpośrednio na podstawie empirycznych pomiarów funkcji stanu ze względu na ograniczoną dostępność pomiarową ośrodka oraz brak możliwości skonstruowania odpowiedniej sieci pomiarowej. W tej sytuacji autorzy zmuszeni byli bazować wyłącznie na obserwacjach temperatury wody na wypływie, tj. na wyjściu z systemu. Niemniej w takim ujęciu przedstawiony model transportu ciepła traktowany może być wyłącznie jako element składowy bardziej złożonego modelu, uwzględniającego zgodnie z równaniem (2) mieszanie wód ze strefy sezonowych fluktuacji oraz strefy neutralnej. Dalsza część procedury obliczeniowej obejmowała dwa etapy. Najpierw wyznaczono  $\bar{T}_a$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] na drodze uśrednienia uzyskanych z modelu wartości temperatury w całej strefie sezonowych fluktuacji dla każdego kroku czasowego. Liczono w tym celu średnią arytmetyczną temperatur uzyskanych w poszczególnych blokach obliczeniowych, co było uzasadnione ze względu na zastosowanie w modelu stałego kroku dyskretyzacji przestrzeni. Kolejny etap polegał na doborze parametru  $\alpha$  decydującego o udziale strumieni reprezentujących poszczególne strefy w zasilaniu badanego źródła. W efekcie możliwe było obliczenie temperatury źródła na wypływie, przy czym tym razem rezultat obliczeń mógł być porównany bezpośrednio z danymi empirycznymi. Dało to podstawę do przeprowadzenia procedury tarowania modelu, którą realizowano metodą kolejnych przybliżeń. W trakcie tarowania dobierano wartości współczynnika przewodności cieplnej, ciepła właściwego oraz współczynnika  $\alpha$ . Ostatecznie najlepsze dopasowanie uzyskano dla  $\lambda = 1,4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ , ciepła właściwego układu woda–skała na poziomie  $0,92 \text{ kJkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  oraz wartości współczynnika  $\alpha$  na poziomie  $0,67$ . Dopasowanie wyników obliczeń do danych empirycznych przedstawiono na [figurze 3C](#). Do ilościowej oceny dopasowania obliczono średnią dla wszystkich kroków czasowych różnicę między pomie-

rzoną o obliczoną wartością temperatury wody na wypływie (ME) oraz wartość średnią modułu tej różnicy (MAE). W pierwszym przypadku uzyskano wartość ME na poziomie  $0,08^{\circ}\text{C}$ , podczas gdy wartość średniego błędu bezwzględniego MAE wyniosła  $0,28^{\circ}\text{C}$ . Niskie wartości błędów wskazują, że opracowany model, mimo przyjętych uproszczeń, dobrze wyjaśnia zmienność temperatury wody obserwowaną na wypływie. Rezultaty obliczeń potwierdzają, że badane źródło drenuje wody ze strefy płytkiego krążenia, a ich temperatura jest warunkowana przez kondukcję ciepła w bezpośrednim otoczeniu powierzchni terenu oraz dopływ wód ze strefy neutralnej. Przyjęty w obliczeniach prosty model mieszania wód pozwolił na oszacowanie udziału w dopływie do źródła strumienia wód podziemnych powiązanego ze strefą sezonowych fluktuacji temperatury ( $\alpha = 0,67$ ) oraz strumienia reprezentującego dopływ ze strefy neutralnej ( $1 - \alpha = 0,33$ ). Rezultaty wskazują, że źródło drenuje głównie wody ze strefy przypowierzchniowej, przy czym istotna część dopływu powiązana jest ze składową pionową dopływu i reprezentuje głębszy system krążenia.

## PODSUMOWANIE

Przedstawiony w artykule model transportu ciepła stanowi uproszczenie modelowanej rzeczywistości i, mimo że dobrze odwzorowuje temperaturę wody na wypływie, to rezultat obliczeń obarczony jest niepewnością wynikającą z braku pełnego rozpoznania struktury i stanu systemu. Dotyczy to zarówno parametrów filtracyjnych, jak i współczynników charakteryzujących przewodność i pojemność cieplną ośrodka, a także stanu hydrodynamicznego i wewnętrznego rozkładu temperatury. Brak rozpoznania parametrów i zmiennych systemu wynika z ograniczonej dostępności pomiarowej ośrodka oraz jego lokalizacji w obszarze chronionym. Wobec powyższych problemów autorzy zdecydowali się na odwzorowanie procesu transportu ciepła w ośrodku homogenicznym, wprowadzając dodatkowo do obliczeń prosty model mieszania wód. Mimo przyjętych uproszczeń rezultat obliczeń okazał się dobrym przybliżeniem temperatury wody obserwowanej na wypływie ze źródła, co potwierdzają niskie średnie wartości błędów wyznaczone na podstawie różnicy między obliczoną a pomierzoną temperaturą wody. Mimo to model nie w pełni wyjaśnia zmiany temperatury wody w okresach ekstremalnie ciepłych i ekstremalnie chłodnych, co w sposób szczególnie jaskrawy można prześledzić latem 2015 i zimą 2017 r. W okresach tych udało się odwzorować generalny trend temperatury, niemniej w krótkim terminie różnice między pomierzoną a obliczoną wartością tej zmiennej dochodzą do  $2^{\circ}\text{C}$ . Wynikać to może zarówno z nieuwzględnienia w obliczeniach innych zmiennych warunkujących temperaturę na wypływie jak i przyjętych uproszczeń. W pierwszym przypadku istotny może okazać się wewnętrzny stan systemu i to jaka część strefy sezonowych fluktuacji pozostaje zawodniona. Z drugiej strony heterogeniczność ośrodka może wpływać zarówno na natężenie kondukcji (zmiana przewodności cieplnej w profilu pionowym), jak i adwekcji ciepła (zmiany wodoprzepuszczal-

ności wraz z głębokością). Obie grupy czynników dotyczyć będą przede wszystkim strefy sezonowych fluktuacji, a ich pełne odwzorowanie może wymagać uwzględnienia w obliczeniach zarówno niejednorodności, jak i stanu hydrodynamicznego systemu.

Na obecnym etapie badań otwarte pozostaje pytanie o uniwersalność prezentowanej metody, tzn. czy może być ona wprost stosowana do innych źródeł z długimi ciągami obserwacji temperatury na wypływie. Rezultaty obliczeń wykonanych dla źródła we wschodnim stoku Zameczków wyglądają obiecująco, niemniej rzetelna odpowiedź na tak sformułowane pytanie wymaga przebadania większej liczby obiektów. Autorzy obecnie pracują nad interpretacją wyników pozyskanych z innych źródeł na obszarze orogenu karpackiego. Rezultaty prowadzonych obliczeń oraz analiza porównawcza powinny dostarczyć wystarczających przesłanek do udzielenia odpowiedzi na pytanie o uniwersalność metody.

## LITERATURA

- BANKS D., 2008 – An introduction to thermogeology, ground sources heating and cooling. Blackwell, Oxford.
- BAC-MOSZASZWILI M., 1998 – Budowa geologiczna jednostek reglowych Tatr Zachodnich. *Stud. Geol. Pol.*, **3**: 113–136.
- BUCZYŃSKI S., RZONCA B., 2003 – Wstępne wyniki badań składu chemicznego wód krasowych Ziemi Kłodzkiej. *Prz. Geol.*, **51**, 11: 963.
- CHOWANIEC J., 2009 – Studium hydrogeologii zachodniej części Karpat polskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **434**: 1–98.
- JAMES E.R., MANGA M., ROSEB 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. *J. Hydrol.*, **237**: 100–112.
- KISIEL M., DOJTROWSKA I., KUĆAŁA M., RZONCA B., SIWEK J., ZAWIŁO M., 2015 – Termika wód źródłanych w masywie Połoniny Wetlińskiej. *Roczniki Bieszczadzkie*, **23**: 225–237.
- MOTTAGHY D.C., 2007 – Heat transfer processes in the upper crust: influence of structure, fluid flow, and palaeoclimate. Dissertation, RWTH Aachen.
- PIOTROWSKA K., IWANOW A., GAŹDZICKA E., RĄCZKOWSKI W., BAC-MOSZASZWILI M., NEŚCIERUK, P., ZABIELSKI R., KAMIŃSKI M., 2007 – Szczegółowa mapa geologiczna Tatr w skali 1: 10 000, ark. Zakopane Południe. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- RYSIUKIEWICZ M., MARSZAŁEK H., 2017 – Zmiany stanów i temperatury wód podziemnych w wybranych zlewniach Karpat. *Prz. Geol.*, **65**, 11/2: 1239–1243.
- SZCZUCIŃSKA A.M., WASIELEWSKI H., 2013 – Seasonal Water Temperature Variability of Springs from Porous Sediments in Gryżynka Valley, Western Poland. *Quaestiones Geographicae*, **32**, 3: 111–117.
- SZOSTAKIEWICZ-HOŁOWNIA M., 2015 – Sezonowa zmienność temperatur wód podziemnych drenowanych przez wybrane źródła w Karpatach wewnętrznych. *Prz. Geol.*, **63**, 10/2: 1085–1090.

## SUMMARY

The paper presents the results of continuous monitoring of spring temperature in the Biały Potok catchment and the interpretation of results based on a numerical model of heat transfer. The spring studied is of fissure-type, with dolomites and limestone interbeddings of the lower Subtritic Unit occurring in the outflow zone. The average spring discharge in 2013–2017 was 0.20 dm<sup>3</sup>/s (Meinzer's class VI). Changes of spring temperature were registered for the same time span using a Schlumberger MicroDIVER at 30-minute intervals with an accuracy of ± 0.1°C. The results have allowed observing temperature variability both in long-term and short-term intervals. The highest average daily water temperature (9.38°C) was observed in September 2015, and the lowest one (3.95°C) – in March 2014. The mean value for the multiannual interval was 5.80°C with the standard deviation of 1.14°C. Quantitative interpretation of the results required constructing a conceptual model of heat flow in the spring recharge zone. The model includes the heat stream linked with thermal radiation (heating of Earth's surface) and the geothermal heat stream. Concurrently, the possible course of conduction and heat convec-

tion was analyzed for both the vadose and saturation zones. Based on this, a numerical model of heat transportation and water mixing was constructed; it allowed predicting water temperature at the outflow. Due to the model calibration, it was possible to establish the mean values of heat conductivity of the rocks at 1.4 Wm<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> and water-rock specific heat capacity at 0.92 kJkg<sup>-1</sup>K<sup>-1</sup> with the mean error and mean absolute error at the level of 0.08 and 0.28°C, respectively. The calculation results point to strong dependence of temperature of the medium in the subsurface zone with air temperature. In direct surroundings of the surface, distinct temperature changes can be observed even in a 24h cycle. With depth, temperature amplitudes become smaller due to heat transfer, and short-term changes become poorly distinguishable. Based on model calculations, the quantitative share of waters representing various depth zones in spring recharge could be determined. The results indicate that 67% of water recharging the spring is linked with the shallow circulation zone, in which the main temperature determinant is the conductive heat stream directed perpendicular to the terrain surface.