



## Temperatura wód podziemnych i jej znaczenie w badaniach hydrogeologicznych

Stanisław Staśko<sup>1</sup>, Sebastian Buczyński<sup>1</sup>, Marek Błachowicz<sup>1</sup>

S. Staśko



S. Buczyński



M. Błachowicz

**Groundwater temperature and its importance in hydrogeological research.** Prz. Geol., 69: 224–233; doi: 10.7306/2021.12

*A b s t r a c t.* Groundwater temperature is the basic physical parameter that determines the state and energy measure of the physical system while being an important indicator of the status of groundwater and aquifers. This article presents considerations on the temperature of fresh groundwater of the active exchange zone and their importance for the recognition of hydro- geological conditions. Review of groundwater temperature results application to analyze groundwater recharge process, flow and depth of circulation has been presented. It has been showed also how the water temperature supports evaluation of the groundwater chemical composition changes, the extension of contami-

nants, the hydraulic conductivity evaluation and the application in groundwater flow modelling study. A wide range of temperature variation in shallow waters of up to 20.3°C has been demonstrated based on measurements in the Quaternary aquifer in the Wrocław City infiltration intake and deep waters from the Neogen aquifer. Up to a depth of 10–17 m, significant seasonal temperature changes with depth have been documented. It was recommended to establish a neutral depth for the correct interpretation of the groundwater thermal field. Opposite spring water from a deeper aquifer of Cretaceous formations in the Stołowe Mts. documented an almost constant temperature higher by 4.6°C from the average air temperature. This indicates the range of groundwater flow depth of 170 m below the land surface. A simple formula based on the density value of the heat flux, taking into account the average air temperature proposal, allows to calculating the depth of water flow. The methodical conditions for temperature measuring and the depth of location of temperature recording probasas well as their limitations, have been identified.

**Keywords:** temperature, groundwater, spring, measurements, monitoring and depth

Prawidłowo wykonany pomiar temperatury wód podziemnych jest ważnym źródłem informacji nie tylko na temat właściwości fizycznych wód zgromadzonych w warstwie, ale również o systemie ich przepływu. Zmiany pola termicznego wpływają także na tempo przebiegu reakcji chemicznych i lepkość wody, a więc kształtują skład chemiczny oraz prędkości przepływu wód. Przegląd literatury wskazuje, że dane temperaturowe mogą wspierać proces kalibracji modeli numerycznych, być wykorzystywane w geotermii niskotemperaturowej, do korekty zasięgu plam zanieczyszczeń, rozpoznania parametrów przepuszczalności, oszacowania wielkości infiltracji efektywnej oraz interakcji między wodami powierzchniowymi i podziemnymi. Wyniki pomiarów temperatury wód podziemnych są również wykorzystywane w rozpoznaniu intruzji magmowych oraz złóż rud i pierwiastków radioaktywnych (Pleczyński, 1981; Taniguchi, 1993, 1994; Saar, 2011).

Pomimo łatwych do wykonania i relatywnie tanich, w stosunku do innych badań ośrodka skalnego pomiarów, badań temperatury wód podziemnych nie wykonuje się standardowo podczas każdego opróbowania lub pomiaru zwierciadła wód. W praktyce pomiary te są wykonywane nieregularnie, na różnych – najczęściej zbyt płytkich głębokościach i za pomocą urządzeń o różnej rozdzielczości i dokładności, co przekłada się na ograniczoną wartość danych. Celem badań było przeprowadzenie obserwacji i zebranie wyników archiwalnych. Na podstawie zgromadzonych materiałów wymieniono prawidłowości i prak-

tyczne wskazówki, które należy uwzględnić podczas pomiarów termiki wód podziemnych.

### ŹRÓDŁA I WIELKOŚCI FIZYCZNE KSZTAŁTUJĄCE TEMPERATURĘ WÓD PODZIEMNYCH

Ciepło w wodach podziemnych pochodzi głównie z dwóch źródeł: solarne (promieniowanie słoneczne) i geogeniczne (energia z wnętrza Ziemi). Dodatkowo większej energii cieplnej może lokalnie dostarczać rozpad pierwiastków promieniotwórczych (Szewczyk, Gientka, 2009). Dostawa ciepła solarne wynosi średnio  $4,2 \times 10^{-3} \text{ cal/cm}^2/\text{s}$  ( $10\text{--}200 \text{ W/m}^2$ ) i jest o trzy rzędy wyższa niż dopływ ciepła geogenicznego. Promieniowanie słoneczne trwa jednak znacznie krócej niż dostawa energii z wnętrza Ziemi (średnio dla obszaru Polski ok. 1600 h, tj. 1/5 roku). Z kolei przepływ ciepła z wnętrza Ziemi na obszarach lądowych w Polsce, jak podają Szewczyk i Gientka (2009), to  $1,15 \times 10^{-6} \text{ cal/cm}^2/\text{s}$  ( $55\text{--}90 \text{ mW/m}^2$ ). W analizach należy więc uwzględnić, że dostawa ciepła solarne jest kilkaset razy wyższa niż dostawa ciepła geogenicznego, jednak zachodzi okresowo i charakteryzuje się dużą zmiennością dobową i w naszych szerokościach geograficznych również sezonową. Woda posiada przy tym najwyższą pojemność cieplną ( $4189,9 \text{ J/kg K}$ ), kilkadziesiąt razy wyższą niż gazy i metale oraz 5-krotnie wyższą niż środowisko skalne (np. piaski). Pamiętać jednak należy,

<sup>1</sup> Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; [stanislaw.stasko@uwr.edu.pl](mailto:stanislaw.stasko@uwr.edu.pl)

że przewodnictwo wody (0,613 W/m/°C) jest niemal 5-krotnie niższe niż skał (średnio 2,6 W/m/°C), co przekłada się na utrwalenie strumienia ciepłego w warstwie wodonośnej. Czynniki te sprawiają, że nawet kilkustopniowa zmiana temperatury wód jest wartościowym wskaźnikiem stanu systemu wodonośnego.

Najistotniejsza dla płytkich wód podziemnych dostawa ciepła solarnego uwidacznia się w temperaturze powietrza. Na obszarach, gdzie wykonywano pomiary temperatury wód, średnia temperatura roczna powietrza wynosiła:

– Wrocław, 8,5°C, na podstawie danych z lat 1901–2000 (Dubicka, Pyka, 2001), obecnie dla lat 2000–2020 natomiast 10,0 °C (z bazy danych IMGW-PIB);

– Kłodzko, 7,9°C / Słozów, 6,67°C / obszary zasilania piętra kredowego na wysokości 690–750 m n.p.m., 6,3–6,5°C, na podstawie danych z lat 1991–2010 (Ojrzyńska, 2015).

Poniżej strefy stałych temperatur (głębokości, na której zanikają roczne wahania) temperatura wód podziemnych rośnie zgodnie z wartością stopnia geotermicznego. Na terenie Polski dla głębokości 200–2500 m średni gradient geotermiczny wynosi 3,0°C/100 m i zmienia się w zakresie 1–10°C/100 m, oznacza to średni wzrost temperatury o 1°C dla głębokości 10–100 m (Plewa, 1966; Majorowicz, 1971). Wymienione elementy wskazują, że w celu określenia stopnia geotermicznego ważne znaczenie ma wykonanie profilowania termicznego w ustabilizowanych warunkach termicznych (odpowiednio długi czas stójki – wstrzymanie prac w trakcie wiercenia – 3–6 dni; Downorowicz, 1983). Natomiast w celu pomiaru temperatury płytkich wód podziemnych (występujących do głębokości strefy neutralnej) takie badanie najlepiej jest wykonywać w trakcie eksploatacji studni lub ewentualnie na głębokości posadowienia filtra w otworze obserwacyjnym, odzwierciedlającej średnią temperaturę wód w warstwie wodonośnej.

Należy mieć na uwadze, że *statyczny* słup wody w badanym otworze może nie odzwierciedlać temperatury przyległych do niego warstw skalnych, na danej głębokości. Powodem jest samoistna cyrkulacja wody w otworze wywołana powstawaniem komórek konwekcyjnych i napędzana zróżnicowaną gęstością wody. Takiemu wewnętrznemu transportowi ciepła i masy – zwłaszcza w przypadku płytkich otworów, sprzyjają m.in. sezonowe zmiany temperatury powietrza (Berthold, Börner, 2008). Wywołana nimi tzw. konwekcja termiczna zachodzi głównie w przypadku istnienia dodatniego gradientu temperaturowego i jest tym bardziej prawdopodobna im większa jest średnica otworu (Krige, 1939; Sammel, 1968). Dlatego do obserwacji temperaturowych zaleca się korzystanie z piezometrów o małych średnicach (<100 mm). Jak donosi Wisian i in. (1996) niektóre dane temperaturowe, interpretowane często jako szumy pomiarowe z elektronicznych rejestratorów, mogą wskazywać na umieszczenie ich w komórce konwekcyjnej. Autorzy odsyłają do prac Sammela (1968) oraz Arriagi i Leapa (2006), gdzie zostały dokładniej opisane zasady interpretacji warunków termicznych w badanych otworach.

#### IDENTYFIKACJA SYSTEMÓW PRZEPIYU Z WYKORZYSTANIEM POMIARÓW TEMPERATURY WÓD

Temperatura wód podziemnych była wykorzystywana do identyfikacji systemów przepływów przy rozważaniach

dotyczących m.in. wielkości zasilania, drenażu (Taniguchi, 1993, 1994) i interakcji z wodami powierzchniowymi. Dzięki pomiarom temperatury wód podziemnych określano również własności filtracyjne osadów korytowych i warstw wodonośnych. Znajomość pola termicznego stosowano do rozwiązywania zadań odwrotnych w trakcie modelowania przepływów i oceny przepuszczalności formacji wodonośnych. Pierwsze przykłady zastosowania temperatury wód podziemnych do określenia dopływu wód z rzek do ujęcia czy rozpoznania odcinków drenujących, podobnie jak dopływu wód podziemnych do jezior, pochodzą z lat 60. ub.w. (Anderson, 2005). Inne zastosowania badań termicznych jako znacznika interakcji wód podziemnych z powierzchniowymi można znaleźć w pracach Janik i Młynczak (1988), Kasztelana (2001), Rau i in. (2010) oraz Przybyłka i Kasztelana (2017). Jak wykazali An i in. (2015) ważne miejsce w teoretycznych rozwiązaniach rozkładu temperatur w zbiornikach stanowi stopień anizotropii filtracji ( $K_{x(h)}/K_{z(v)}$ ). Udokumentowali oni zmiany temperatur dochodzące do kilkunastu stopni w dolnej części zbiornika wód podziemnych w warunkach konwekcji i przepływu, szczególnie w systemach regionalnych. Jest to korekta w relacji do analitycznych obliczeń prezentowanych przez Domenico i Palciauskasa (1973). Eksperymenty polowe wykazały również znaczne różnice temperatur wód w systemach krasowych (kanałach krasowych) i porowych drenowanych przez źródła (Liñán i in., 2009). Pomimo zróżnicowania temperatury wód w różnych źródłach o dużych wydajnościach (>100 dm<sup>3</sup>/s) amplitudy wieloletnich zmian temperatury nie przekraczają 2°C. Na podstawie analizy zmian temperatur w profilach studni położonych w różnych punktach systemu wodonośnego określono również obszary zasilania i drenażu (Toth, 1999; Saar, 2011).

Przy znacznych prędkościach dopływu wód ascenzyjnych zmiany temperatur zawężają się i niemal zanikają, i odwrotnie – przy intensywnej infiltracji wód powierzchniowych (np. z rzek lub stawów infiltracyjnych) do warstwy wodonośnej odnotowuje się większe roczne amplitudy temperatury wody podziemnej i wzrost głębokości wygasania (Lapham, 1989).

Na uwagę zasługuje fakt, że odmienna sytuacja termiczna zachodzi w głębszych systemach przepływu. Analiza głębokich stref uskokowych przy różnych warunkach zasilania i przewodności prowadzi do wniosku, że przy dominacji konwekcyjnego strumienia nawet w normalnych warunkach stopnia geotermalnego (30°C/1 km) możliwe są wypływy geotermalne o temperaturach wód 17–47°C (Jing i in., 2018).

Na podstawie temperatury wód podziemnych możemy oszacować głębokości przepływu wód, np. ze wzoru, jaki podaje Pazdro i Kozerski (1990), lub zastosować podejście oparte na gęstości strumienia ciepłego (Habrat, 1978):

$$T = T_0 + G \cdot h \quad [1]$$

gdzie:

$T$  – temperatura wody w studni/otworze na głębokości  $h$  [°C];

$T_0$  – temperatura równa średniej rocznej temperaturze powietrza [°C];

$G$  – gradient geotermiczny, określany z wyrażenia:

$$G = q \cdot \chi \quad [°C/m] \quad [2]$$

gdzie:

$q$  – gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego ziemi [ $W/m^2$ ];

$\chi$  – cieplna oporność właściwa skał, [ $m^{\circ}C/W$ ], będąca odwrotnością przewodności cieplnej skał wodonośnych.

Wartości gęstości strumienia ciepłego, jego rozkład na terenie kraju podają m.in. Szewczyk i Gientka (2009). Następnie, znając wartość przewodnictwa ciepłego skał, należy określić wartość oporności cieplnej i obliczyć głębokość przepływu.

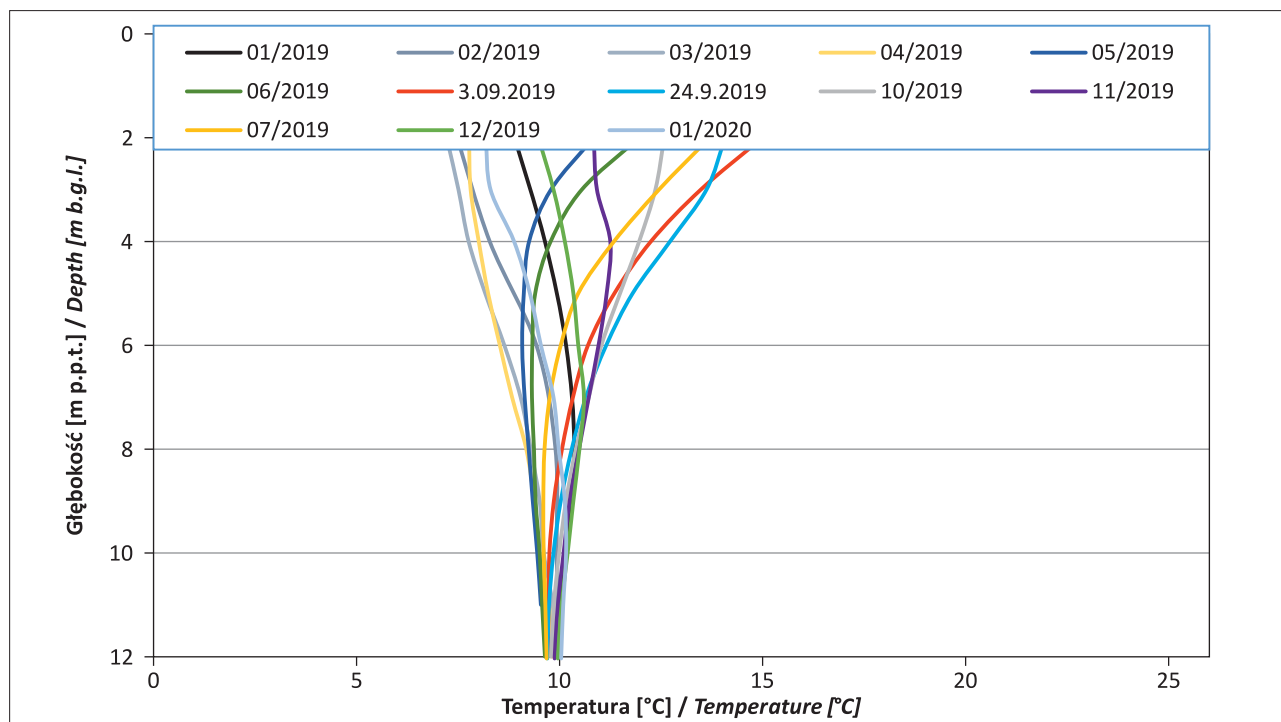
### WYNIKI POMIARÓW TEMPERATURY WÓD PODZIEMNYCH (WYBRANE PRZYKŁADY)

Badania temperatur wód podziemnych przeprowadzono w kilku różnych lokalizacjach i odmiennych warunkach hydrogeologicznych. Pierwsze eksperymentalne pomiary wykonano na ujęciu infiltracyjnym dla miasta Wrocławia w dolinie Odry (Błachowicz i in., 2019). Swobodne lub lokalnie napięte zwierciadło wód podziemnych występuje na tym terenie płytko (0,8–3,5 m). Eksploatowana warstwa wodonośna ma miąższość 6,4–13,4 m. W celu zbadania zmienności temperatury wód podziemnych wraz z głębokością od stycznia 2019 do marca 2020 r. raz w miesiącu wykonywano pomiary w dwóch piezometrach P1 (ryc. 1) i P2 (ryc. 2), profilując zmiany temperatury wód za pomocą sondy KLL-T SEBA o dokładności pomiaru  $\pm 0,1^{\circ}C$ . Rejestrowano wartości co 1 m głębokości aż do dna, to jest do 11–12 m. Piezometr P1 jest zlokalizowany na obrzeżach ujęcia w warunkach quasi-naturalnych, natomiast piezometr P2 w bliskiej odległości stawu infiltracyjnego (4 m) i studni (99 m).

Na ujęciu infiltracyjnym dla Wrocławia 4 lutego 2021 r. przeprowadzono, przy współudziale pracowników Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB), dr. Macieja Kłonowskiego i mgr inż. Anny Krzonkalli, jednokrotne profilowanie głębokościowe otworu o głębokości 115 m. Jest to otwór nr PN 1 ujmujący neogeńskie piaski drobnoziarniste o miąższości 5 m (w przelocie 105,5–110,5 m p.p.t.). Naporowe zwierciadło wody w zależności od okresu pomiaru stabilizuje się na głębokości 0,31–1,76 m p.p.t. W dniu profilowania zwierciadło wody stabilizowało się na głębokości 1,14 m p.p.t.

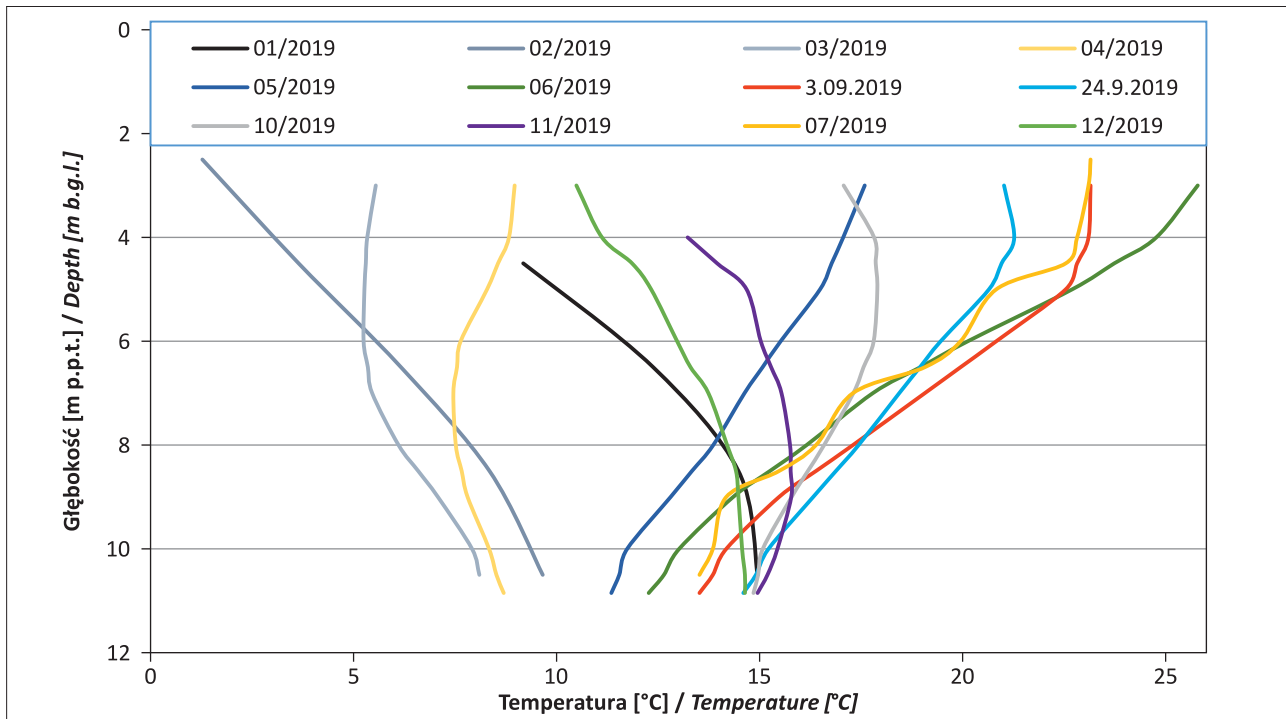
Oprócz pomiarów na terenach wodonośnych Wrocławia były prowadzone regularne pomiary temperatury wód w stacji badawczej Instytutu Nauk Geologicznych w centrum miasta przy ul. Cybulskiego 30. Sonda (KELLER DCX-22A) jest zainstalowana w otworze (PC 1) o głębokości 12,5 m i od marca 2016 r. raz na dobę mierzy temperaturę wód podziemnych, również pierwszego poziomu wodonośnego w osadach aluwialnych doliny Odry. Zwierciadło wód podziemnych podlega wahaniom w zakresie 5,96–6,42 m p.p.t., a sonda jest zawieszona na głębokości 8,2 m p.p.t.

Czwartym obiektem badań było źródło w Sudetach w miejscowości Szczytna Śląska, drenujące wodonośne formacje kredy górnej (Kowalski, 1980; Wojewoda, 2020). Źródło jest punktem monitoringu PSH o numerze II/607/1, leży na wysokości 468,75 m n.p.m. i jest obserwowane przez PIG-PIB od roku 1987 (Woźnicka, 2020). Wody podziemne występują tutaj w dwóch piętrach wodonośnych górnym i dolnym. Źródło drenuje dolny poziom wodonośny, który jest zbudowany z dolnych piaskowców ciosowych cenomanu, mułowców oraz margli turonu dolnego i spągowych piaskowców ciosowych turonu. Badania temperatury wód podziemnych prowadzono w okresie od

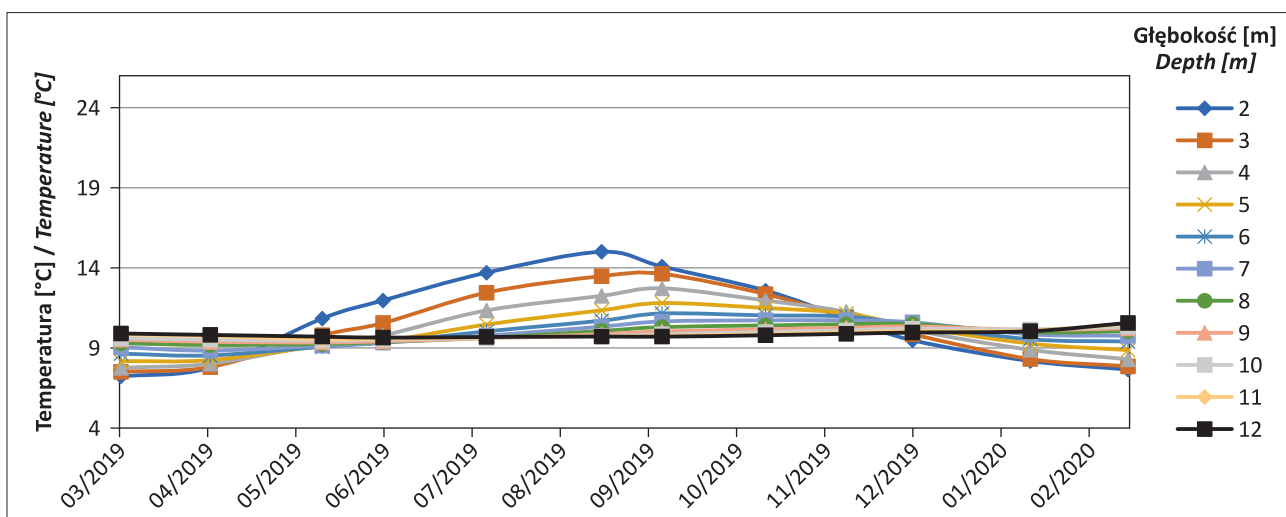


Ryc. 1. Zmiany temperatury wód podziemnych w profilu piezometru nr P1 położonego na obrzeżach ujęcia infiltracyjnego w warunkach quasi naturalnego przepływu

Fig. 1. Groundwater temperature changes in the P1 piezometer profile located in the ending of the infiltration water intake assuming a quasi natural flow



Ryc. 2. Zmiany temperatury wód podziemnych w profilu piezometru nr P2 położonego przy stawie ujęcia infiltracyjnego  
Fig. 2. Groundwater temperature changes in the P2 piezometer profile located near the pond of the infiltration water intake



Ryc. 3. Zmiany temperatury wód podziemnych wraz z głębokością w piezometrze P1  
Fig. 3. Groundwater temperature changes with depth in the P1 piezometer

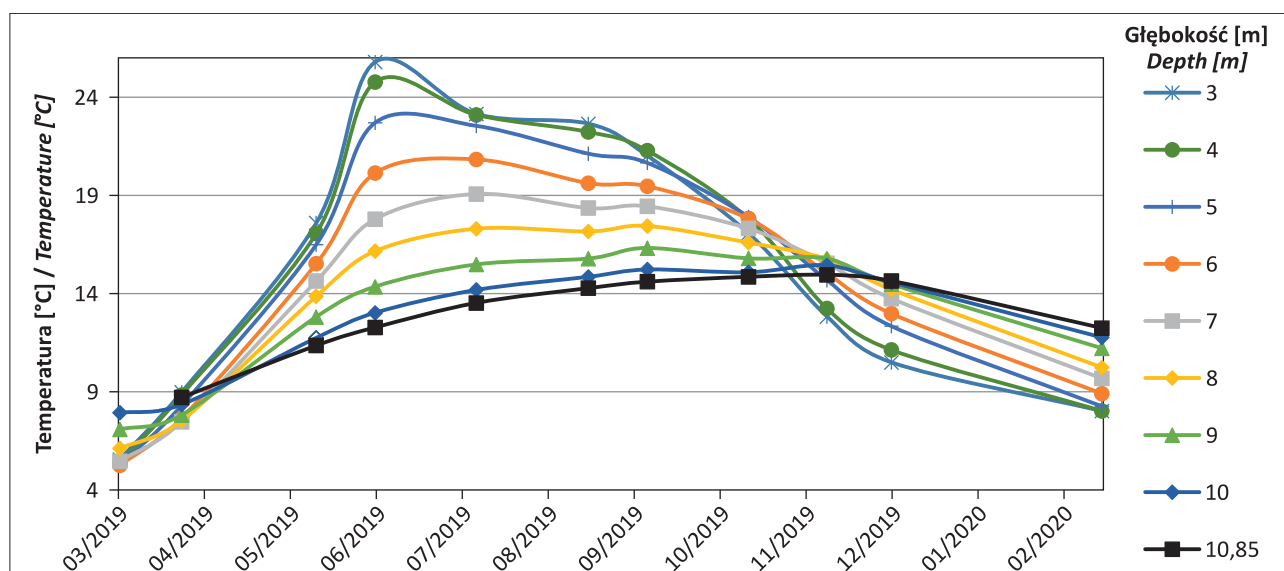
stycznia 2019 do maja 2020 r., średnia wydajność źródła wyniosła  $5,0 \text{ dm}^3/\text{s}$ , przy zakresie  $4,09\text{--}6,18 \text{ dm}^3/\text{s}$ .

Zaobserwowana zmienność temperatur wód w dwóch płytkich piezometrach (ryc. 1, 2) położonych na ujęciu infiltracyjnym we Wrocławiu reprezentuje typowy dla płytkich warstw wodonośnych rozkład wartości, który odzwierciedla się graficznie w postaci lejkowatego rozkładu zmian temperatur wraz z głębokością i w czasie. Widoczne jest, że lewa część wykresu (ryc. 1) to krzywe z miesięcy zimowych (grudzień–kwiecień), gdzie w zakresie 2–8; 10 m temperatura wód wzrasta z głębokością. Prawa część wykresu ilustruje krzywe z miesięcy letnich i jesiennych (maj–październik). Tutaj z kolei wraz ze wzrostem głębokości temperatura się obniża. Od reguły odbiega nieco pomiar listopadowy, który charakteryzuje się już spadkiem temperatury wód w strefie najpłytszej (2–3 m p.p.t.)

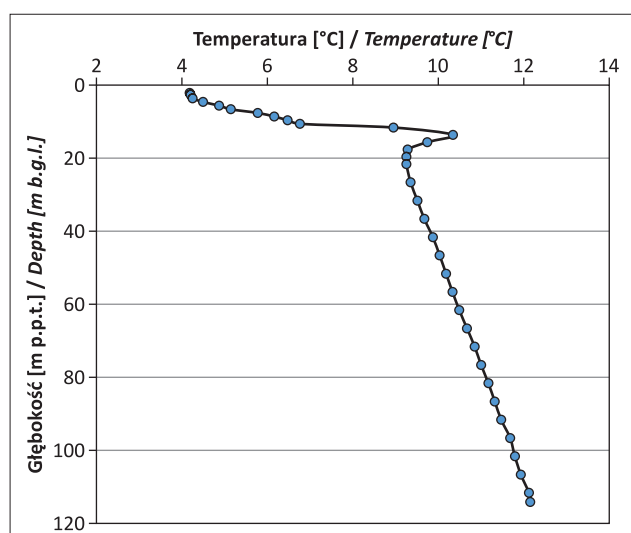
i utrzymującymi się po okresie letnim wyższymi temperaturami wód na głębokości 4–10 m p.p.t.

Pomimo niedużej odległości, tej samej budowy geologicznej, warunków hydrogeologicznych i klimatycznych w piezometrze P1 średnia temperatura wody wyniosła  $10,0^\circ\text{C}$  i zmieniała się w zakresie  $7,51\text{--}15,0^\circ\text{C}$ , natomiast w piezometrze P2 –  $14,3^\circ\text{C}$ , a zakres zmierzonych wartości był szerszy ( $5,5\text{--}25,79^\circ\text{C}$ ). Odmienne zakresy wartości temperatur i większa amplituda wahań temperatury wód w piezometrze P2 wynika w tym przypadku z bliskiego sąsiedztwa i ze znacznego dopływu wód ze stawu infiltracyjnego do warstwy wodonośnej.

Pomiary temperatury wykazały również, że amplituda wahań temperatury wód podziemnych wraz z głębokością zmieniała się w szerokim zakresie. W piezometrze P1 (ryc. 3) na głębokości 2 m p.p.t. amplituda wahań wyniosła  $7,49^\circ\text{C}$



Ryc. 4. Zmiany temperatury wód podziemnych wraz z głębokością w piezometrze P2  
 Fig. 4. Groundwater temperature changes with depth in the P2 piezometer



Ryc. 5. Wyniki profilowania termicznego otworu ujmującego poziom wodonośny neogenu PN 1 we Wrocławiu  
 Fig. 5. Results of the thermal profiling in a well located in Neogene aquifer PN 1 in Wrocław

(min. 7,51°C; max. 15°C), a na głębokości 12 m p.p.t. – 0,4°C (min. 9,64°C; max. 10,04°C). W piezometrze P2 (ryc. 4) na głębokości 3 m p.p.t. amplituda wahań wyniosła 20,29°C (min. 5,5°C; max. 25,79°C), a na głębokości 10,85 m p.p.t. – 6,75°C (min. 8,20°C; max. 14,95°C). W przypadku płytkich warstw wodonośnych fakt spadku amplitudy wahań wraz z głębokością jest zjawiskiem naturalnym. Widoczne jest jednak, że wygasanie amplitudy wahań w piezometrze P1 położonym w warunkach quasi-naturalnych przebiega inaczej niż w piezometrze P2, który jest w zasięgu oddziaływania stawu infiltracyjnego i związanej z tym dostawy wód powierzchniowych.

Profilowanie termiczne otworu ujmującego neogenu poziom wodonośny PN 1 przeprowadzone w celu określenia występowania głębokości neutralnej wykazało, że wpływ sezonowych zmian temperatury na tym obszarze sięga do głębokości ok. 18 m p.p.t. (ryc. 5). Do tej głębokości stwierdzono w lutym br. zmiany temperatury od 4,2°C do

10,3°C, co odpowiada temperaturom wód w holocenijskim poziomie wodonośnym w miesiącach zimowych. Od głębokości 19 m do 114 m zaobserwowano stały wzrost temperatury od wartości 9,25°C do 12,15°C. Pozwala to określić gradient geotermiczny jako 2,9°C/100 m.

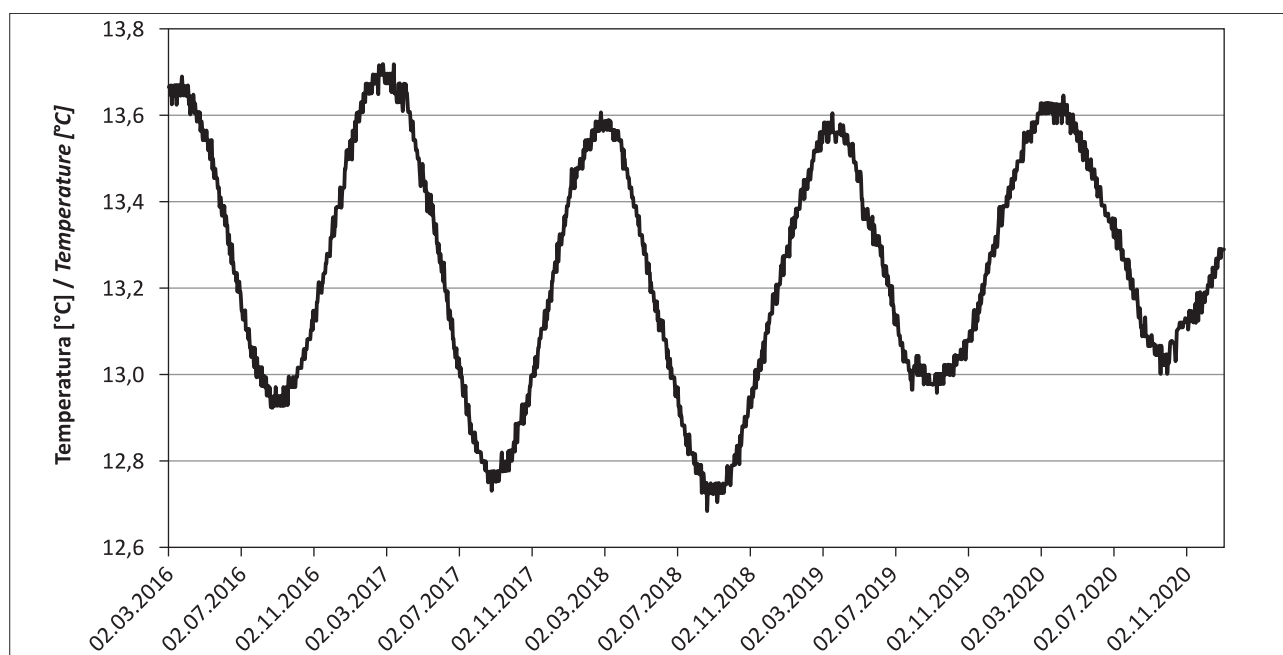
Temperatura wód w płytkim otworze stacji badawczej Instytutu Nauk Geologicznych (ryc. 6) charakteryzuje się bardzo niską wieloletnią amplitudą wahań (1°C), stosunkowo wysokimi wartościami 12,7–13,7°C (wartość średnia to 13,2°C) i regularnym sinusoidalnym rytmem.

Wartości maksymalne stwierdza się w połowie marca, podczas gdy minima występują we wrześniu–październiku. W piezometrach na terenach infiltracyjnego ujęcia wody dla miasta Wrocławia na zbliżonej głębokości pomiarowej (8 m p.p.t.) roczna amplituda wahań wyniosła 1,3°C (piezometr P1) i 11,33°C (piezometr P2). Profile litologiczne oraz konstrukcję wybranych piezometrów przedstawiono na rycinie 7. W przypadku otworu obserwacyjnego PC 1 uwagę zwraca głębsze występowanie zwierciadła wód podziemnych i znaczny udział utworów pochodzenia antropogenicznego w profilu.

Badania temperatury wody w źródle w Szczytnej wykazały wahania w zakresie od 10,45 do 11,65°C, przy wartości średniej 11,05°C, co jest wartością wyższą o ponad 4,5°C od średniej temperatury powietrza (Gbyl, 2020). Wartość maksymalną odnotowano w listopadzie 2019 r., a minimalną w maju 2019 r. (ryc. 8). Amplituda zmian jest niska i wyniosła tylko 1,2°C.

Obserwacje wcześniejsze, z lat 80. ubiegłego stulecia, zarejestrowały wartość średnią temperatury wody w źródle – 9,6°C (Kowalski, 1983), natomiast badania PSH w latach 2001–2017 wykazywały temperatury wód w zakresie 8,2–10,2°C (Baza danych PSH). Zestawienie tych pomiarów na przestrzeni niemal 40 lat wskazuje na wzrost średniej temperatury wód podziemnych tej formacji o 1,6°C. Pozostaje do wyjaśnienia, czy jest to efekt zmian klimatycznych, czy metody pomiarów.

Wykorzystując podejście oparte o gęstość strumienia ciepłego (Habrat, 1978), obliczono głębokości przepływu wód, jest to: 10–41 m dla płytkich studni w osadach czwar-



**Ryc. 6.** Temperatura wód podziemnych w płytkim otworze obserwacyjnym PC 1 w stacji badawczej Instytutu Nauk Geologicznych  
**Fig. 6.** Groundwater temperature in the shallow monitoring well PC 1 in the monitoring station of the Institute of Geological Sciences

torzędu, ok. 72 m dla wód z poziomu neogeńskiego i ok. 170 m dla wód z piaskowców kredy.

### DYSKUSJA

Pomiary w sieci obserwacyjnej ujęcia infiltracyjnego miasta Wrocławia wykazały zmienność temperatur w płytko występujących wodach warstw wodonośnych, które mogą dochodzić w roku do 20,3°C. Zmiany temperatur wykazują sinusoidalny charakter w cyklach rocznych i lejkowaty obraz rozkładu wraz z głębokością i w czasie. W przypadku piezometru P2 wysoka amplituda wahań temperatury wód podziemnych jest wynikiem interakcji wód powierzchniowych i podziemnych w warunkach sztucznego zwiększania zasobów wód podziemnych. Wyniki te są zgodne z pomiarami na terenach innych ujęć infiltracyjnych (np. Młyńczak, Malina, 1988; Przybyłek, Kasztelan, 2017). Natomiast względnie wysoka temperatura wód na stacji przy ul. Cybulskiego (śr. 13,2°C) może być wynikiem infrastruktury cieplnej miasta i *miejskiej wyspy ciepła* (Buczyński, Staško, 2013). Podobne anomalie, dochodzące do 5°C, stwierdzono m.in. na terenie kampusu Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych UAM w Poznaniu (Przybyłek i in., 2011; Okońska i in., 2015). Tak wysokie zmiany temperatury wód (5–25°C) wpływają zarówno na skład chemiczny wód, jak i tempo rozpuszczania fazy stałej i gazowej oraz lepkość wody (nawet o 48%). To z kolei wpływa na prędkość i w konsekwencji na czas dopływu wód podziemnych w płytkiej piaskowej warstwie wodonośnej, który wzrasta z 60 dni do 73 dni latem i do 95 dni w sezonie zimowym. Fakt ten stwierdzili m.in. Liu i in. (2019) i ma on duże znaczenie dla gospodarowania wodami na ujęciach infiltracyjnych. Sinusoidalne i zanikające wraz z głębokością wahania roczne temperatury wód oraz lejkowaty kształt rozkładu zmian temperatury wraz z głębokością są pochodną przeważającej dostawy ciepła z górnego (solarnego) źródła ciepła. Fakt ten stwierdzili pod-

czas badań na terenie kraju m.in. Downorowicz (1983), Pleczyński (1985) oraz Poprawski (1995).

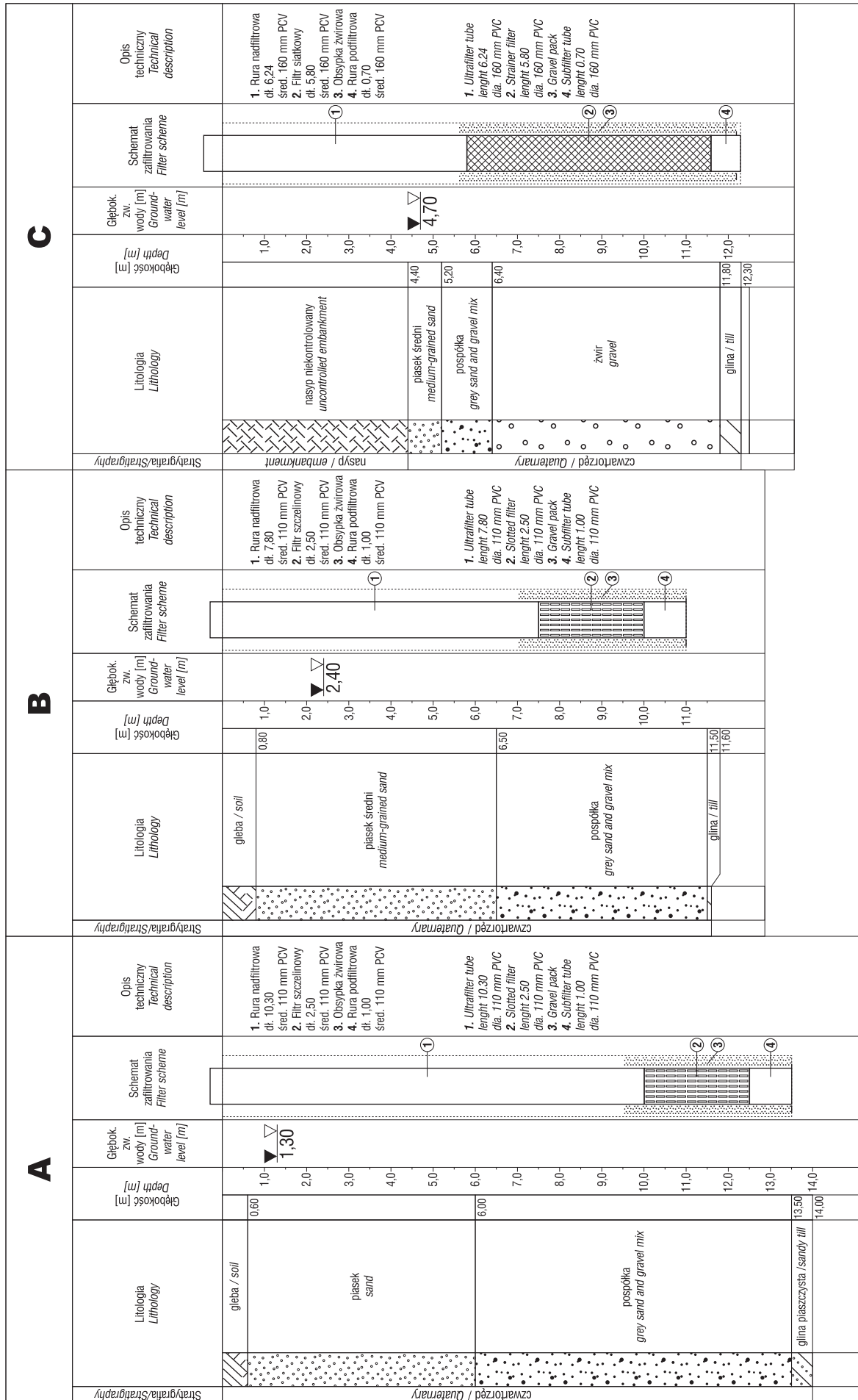
Należy podkreślić, że płytkie wody na terenie Wrocławia wykazują podobne średnie temperatury jak niektóre jeziora Wielkopolski. Średnia roczna temperatura wody Jeziora Powidzkiego w latach 1972–2017 wynosiła 10,7°C, wahając się od 9,3°C w roku 1974 do 12,2°C w roku 1992. Badania wykazały, że temperatura wody tego jeziora cechuje się co prawda dużą zmiennością, ale w stosunku do stanu z początku lat 70. XX w. jest aktualnie wyższa o 1,2°C (Ptak i in., 2019).

W lutym 2021 roku w głębokim otworze PN 1 od głębokości 19 m do 114 m stwierdzono stały wzrost temperatury od wartości 9,25°C do 12,15°C. W strefie filtrowej temperatura wód wyniosła 12°C i była o 1,3°C niższa niż w czerwcu 2017 r., gdy wykonano pomiar w trakcie próbnego pompowania przy wykonywaniu studni.

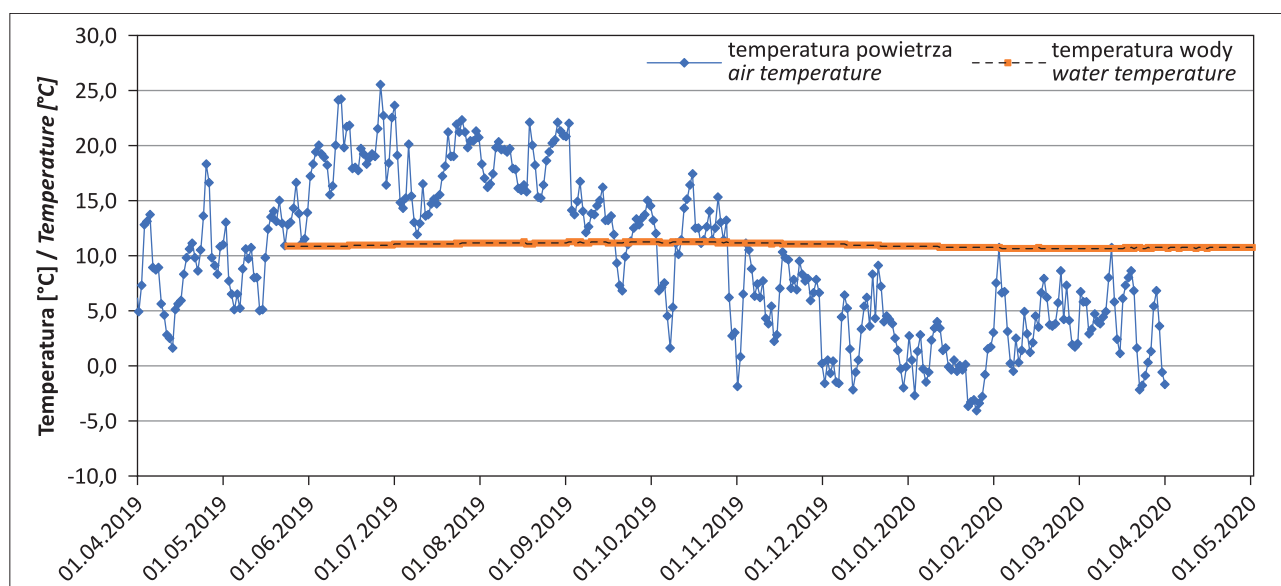
Badania z lat 2011–2014 wykazywały temperatury wód podziemnych na terenach zurbanizowanych Wrocławia w neogeńskiej formacji w zakresie 14,1–16,6°C (Korwin-Piotrowska i in., 2013; Korwin-Piotrowska, 2016). Pomiary wykonano przy głębokości zalegania zwierciadła w zakresie 5,6–6,4 m p.p.t. Nieznana jest głębokość lokalizacji sondy pomiarowej. W punktach peryferyjnych, np. w rejonie Pawłowic, stwierdzono znacznie niższe wartości 10,0–11,8°C. Zmiany temperatur wykazują *lustrzane odbicie* wahań zwierciadła wód podziemnych. Najwyższe wartości stwierdzano we wrześniu–październiku lub listopadzie–grudniu, podczas gdy minimalne notowano w marcu–kwietniu. W obu rejonach temperatura jest niemal stała, a jej amplitudy zawierają się w przedziale 1,4–2,5°C.

W przypadku podawania wartości temperatury wód podziemnych i porównywania wyników konieczne należy uwzględnić głębokość wykonywania pomiarów temperatury.

Przegląd temperatur wód wypływających w źródłach wykazuje niskie wartości w obszarach górskich, np. źródła Tatr to 3,9–9,3°C (Chełmicki i in., 2011; Szostakiewicz-



Ryc. 7. Profil otworów obserwacyjnych P1 (A), P2 (B) i PC 1 (C)  
Fig. 7. Profile of the observation well P1 (A), P2 (B) and PC 1 (C)



**Ryc. 8.** Temperatura wód źródła Szczytna (PSH II/607/1) na tle temperatury powietrza  
**Fig. 8.** Water temperature of the Szczytna spring (PSH II/607/1) on the background of air temperature

-Hołownia, 2015; Gruszczyński, Szostakiewicz-Hołownia, 2019) czy w Karkonoszach 1,2–8,8°C (Marszałek, 2007). Nieznacznie wyższe wartości rzędu 8,8–9,9°C notowano w wypływach z triasowych skał Opolszczyzny (Staśko, 1992) czy kredowych Lubelszczyzny 9,0–9,9°C (Janiec, Michalczyk, 1983). W tych ostatnich uwagę zwraca stabilność temperatury (amplituda 0,9°C, przy średniej 9,45°C) w porównaniu do górskich źródeł Tatr i Karkonoszy (amplituda ponad 5°C, przy średniej temperaturze wód ok. 5°C). Na tle powyższych wyników zarejestrowane temperatury wód w analizowanym w tym artykule źródle (PSH II/607/1), mieszczące się w zakresie od 10,45 do 11,65°C, przy wartości średniej 11,05°C, są jednymi z najwyższych dla źródłanych wód słodkich w Polsce.

Osobnym i niezwykle ważnym zagadnieniem jest dokładność pomiarów za pomocą sond elektronicznych. Badania IMGW podczas rewizji wiarygodności pomiarów temperatury z automatycznych stacji meteorologicznych wykazały, że systematyczne błędy mogą zawyżać temperaturę o 0,45°C/rok. Po pięciu latach *nieuchronny proces starzenia i zmiany charakterystyki wejścia/wyjścia zespołów elektronicznych* oraz braku kalibracji może prowadzić do wzrostu temperatury o 2°C (Różdżyński i in., 2017). Wyniki tych badań jednoznacznie wskazują, że jak dużych błędów pomiarowych może dochodzić w wyniku braku okresowego sprawdzania sond zainstalowanych w źródłach lub studniach.

## PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Temperatura wód podziemnych stanowi ważny parametr fizyczny określający stan wód podziemnych i systemu wodonośnego. Odgrywa istotną rolę w formowaniu składu chemicznego, tempa przepływu i może dostarczać szacunkowych informacji o głębokości krążenia. Prawidłowe pomiary temperatury są relatywnie tanie w relacji do informacji, jakie ze sobą niosą. Na podstawie przeprowadzonych obserwacji i doświadczeń archiwalnych można wymienić szereg prawidłowości i praktycznych wska-

zówek, które należy uwzględnić przy pomiarach termiki wód podziemnych:

- w płytkich warstwach wodonośnych (do głębokości 12–15 m) w naszych szerokościach geograficznych temperatura wód podlega wahaniom rocznym i wykazuje sinusoidalne zmiany z opóźnieniem wartości maksymalnych o 30–60 dni, w zależności od warunków przewodnictwa cieplnego skał nadkładu;

- obraz rozkładu temperatur wód podziemnych zebranych w wyniku profilowania głębokościowego otworów obejmujących płytkie warstwy wodonośne (do głębokości ok. 18 m) wykazuje charakterystyczny lejkowaty zakres zmian. Na terenach zbudowanych z osadów aluwialnych, sąsiadujących z rzekami i charakteryzujących się wysokim zasilaniem z rzeki, lub na obszarach, gdzie zasoby wód podziemnych są zwiększane sztucznym zasilaniem (stawy infiltracyjne), układ ten może ulegać znacznym zmianom w zakresie głębokości wygasania i zakresu zmian temperatur;
- znaczne zmiany temperatury płytkich wód podziemnych, oscylujące pomiędzy wartościami 5–25°C, zmieniają lepkość wody nawet o 48%, co wpływa na tempo przepływu wód;

- wody wypływające ze źródła w miejscowości Szczytna charakteryzuje niemal stała i znacznie wyższa temperatura, bo o 4,6°C, od średniej rocznej temperatury powietrza, co potwierdza głębokie krążenie wód;

- w przypadku pomiarów w płytkich warstwach wodonośnych (<18 m p.p.t.) najbardziej wiarygodną informację o średniej temperaturze wód podziemnych dla całej warstwy wodonośnej uzyska się wykonując pomiar ustabilizowanej temperatury w trakcie eksploatacji otworu;

- pomiar temperatury wody podziemnej w głęboko występującej warstwie wodonośnej (>18 m) o małej miąższości należy wykonać w strefie filtrowej. W przypadku warstw położonych na dużych głębokościach i większych miąższościach najbardziej wiarygodny pomiar temperatury wód uzyska się wykonując profilowanie głębokościowe w przelocie miąższości warstwy wodonośnej i przyjmie wartość średnią;



– pomiary temperatury wód wykonane na głębokościach do 18 m p.p.t. w głębokim, 114-metrowym otworze ujmującym neogeński poziom wodonośny odzwierciedlały temperaturę płytkich wód czwartorzędowych;

– należy zauważyć, że często pomiary temperatury wód są dokonywane na małych głębokościach, znacznie powyżej głębokości neutralnej. Sondy rejestrujące umieszcza się tuż pod powierzchnią lustra wody, co w konsekwencji prowadzi to do gromadzenia wartości obarczonego dużym wpływem górnego źródła ciepła. Poprawne wartości charakterystyczne dla strumienia wód podziemnych, jeśli pozwala na to wysokość słupa wody w otworze, powinno się mierzyć poniżej głębokości neutralnej, co pozwala wykonać pomiary wolne od sezonowych zmian temperatury powietrza. Głębokość *wygasania* (neutralną) należy określić na podstawie profilowania temperaturowego podczas stójki w otworze;

– do pomiaru temperatury wód podziemnych należy zawsze oprócz daty podawać głębokość wykonania pomiaru oraz wykorzystaną aparaturę. Dokładność niektórych termometrów dostępnych obecnie na rynku wynosi  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ . Tak mała ich precyzyjność może prowadzić do błędnych wniosków, wskazując na różnicę dochodzącą aż do  $1^{\circ}\text{C}$ ;

– pomiary z sond zawieszonych w studniach lub mierzących temperaturę wód źródłanych powinny być okresowo (dwa razy w roku – w okresach najniższych i najwyższych wartości temperatury) weryfikowane jednoczesnym pomiarem innym wykalibrowanym termometrem. W przypadku rozbieżności przewyższającej dokładność pomiaru aparatury sondę należy wymienić;

– profilowanie temperaturowe otworów w celu określenia gradientu geotermicznego lub ustalenia głębokości neutralnej należy wykonywać w otworach nieeksploatowanych. Wymagany czas stójki powinien wynosić co najmniej 3–6 dni (korzystnie w otworach o małej średnicy  $<100\text{ mm}$ );

– do określania głębokości krążenia wód podziemnych należy brać pod uwagę dwie składowe – roczną lub wieloletnią amplitudę wahań temperatury wody oraz średnią roczną lub wieloletnią temperaturę wody. Ponieważ amplituda wahań zanika z głębokością, to można na jej podstawie oszacować głębokość krążenia i wykazać istnienie składowej płytkiego krążenia, tj. domieszki wód z głębokości mniejszej niż 18 m p.p.t. (strefa neutralna). Dodatkowo, jeśli średnia temperatura wód podziemnych przekracza średnią roczną temperaturę powietrza na danym terenie, można wykazać istnienie składowej głębokiego krążenia i na podstawie wzorów określić tę głębokość;

– potocznie stosowane sformułowanie *strefa stałych temperatur* może wprowadzać w błąd i sugerować występowanie jakiejś *strefy* w otworze, w której temperatury są stałe. Przeprowadzone pomiary wykazują, że temperatura wód podziemnych wraz z głębokością w mniejszym bądź większym stopniu ciągle się zmienia, więc bardziej poprawnym sformułowaniem jest *głębokość neutralna termicznie*, której wartość odpowiada głębokości zaniku wpływu górnego źródła ciepła (ciepła solarnego).

Autorzy wyrażają podziękowania dla dr hab. M. Szostakiewicz-Hołowni i prof. J. Przybyłka za cenne uwagi i komentarze, które pozwoliły wzbogacić artykuł. Dziękujemy pracownikom MPWiK Wrocław za udostępnienie sieci obserwacyjnej stacjonarnych pomiarów wód. Badania przeprowadzono w ramach

badania statutowych Uniwersytetu Wrocławskiego nr 040/1017/20. Dziękujemy Redakcji Przeglądu Geologicznego za sprawne i profesjonalne opracowanie wersji końcowej artykułu.

## LITERATURA

- AN R., JIANG X.W., WANG J.Z. WAN L., WANG X.S., LI H.A. 2015 – Theoretical analysis of basin-scale groundwater temperature distribution. *Hydrogeol. J.*, 23: 397–404.
- ANDERSON M.P. 2005 – Heat as a groundwater tracer. *Ground Water*, 43 (6): 951–968.
- ARRIAGA M.A., LEAP D.I. 2006 – Using solver to determine vertical groundwater velocities by temperature variations, Purdue University, Indiana, USA. *Hydrogeol. J.*, 14 (1–2): 253–263.
- BERTHOLD S., BÖRNER F. 2008 – Detection of free vertical convection and double-diffusion in groundwater monitoring wells with geophysical borehole measurements. *Environ. Geol.*, 54: 1547–1566.
- BŁACHOWICZ M., BUCZYŃSKI S., STAŠKO S. 2019 – Temperatura wód podziemnych jako wskaźnik zasilania na przykładzie ujęcia dla miasta Wrocławia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 475: 19–27.
- BUCZYŃSKI S., STAŠKO S. 2013 – Temperatura płytkich wód podziemnych na terenie Wrocławia. *Biul. Państw. Inst. Geol., Hydrogeologia*, 14/1: 45–51.
- CHEŁMIŃSKI W., JOKIEL P., MICHALCZYK Z., MONIEWSKI P. 2011 – Distribution, discharge and regional characteristics of springs in Poland. *Episodes*, 34 (4): 244–256.
- DOMENICO P.A., PALCIAUSKAS V.V. 1973 – Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 3803–3814.
- DOWNOROWICZ S. 1983 – Geotermika złoża rud miedzi monokliny przesubdeckiej. *Pr. Inst. Geol.*, 106.
- DUBICKA M., PYKA J.L. 2001 – Wybrane zagadnienia klimatu Wrocławia w XX wieku. *Pr. Stud. Geogr.*, 101–112.
- GBYL A. 2020 – Temperatura wód podziemnych wybranych źródeł i ujęć. Praca magisterska. Arch. UW.
- GRUSZCZYŃSKI T., SZOSTAKIEWICZ-HOŁOWNIA M. 2019 – Interpretacja zmienności temperatury wody w źródle na wschodnim stoku Zameczków (Tatry Zachodnie) na podstawie ciągłych obserwacji monitoringowych i numerycznego modelu transportu ciepła. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 475: 43–50.
- HABRAT S. 1978 – Temperatura w otworach wiertniczych. *Tech. Posz.*, 53 (50): 4–6.
- JANIK B., MŁYŃCZAK A. 1988 – Wykorzystanie zmian temperatury wód gruntowych o swobodnym zwierciadle wody dla określenia wód infiltracyjnych. *Tech. Posz. Geol., Geosynopt. Geoterm.*, 3–4: 91–94.
- JANIEC B., MICHALCZYK Z. 1983 – Charakterystyka wybranych źródeł Roztocza Zachodniego i południowo-zachodniej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. *Sesja Jubileuszowa*, t. VII.
- JIANG Z., XU T., MARIETHOZ G. 2018 – Numerical investigation on the implications of spring temperature and discharge rate with respect to the geothermal background in a fault zone. *Hydrogeol. J.*, 26: 2121–2132.
- KASZTELAN D. 2001 – Wpływ ucieczek wody ze zbiornika retencyjnego Jezioro na temperaturę wód podziemnych. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 10: 175–181.
- KORWIN-PIOTROWSKA A., KRAWCZYK J., RUSS D. 2013 – Wahania zwierciadła wód neogeńskiego pietra wodonośnego w rejonie Wrocławia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 456: 299–304.
- KORWIN-PIOTROWSKA A. 2016 – Dynamika stanów wód neogeńskiego pietra wodonośnego w obszarze Wrocławia. *Rozprawa doktorska*. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOWALSKI S. 1980 – Charakterystyka hydrogeologiczna źródeł Gór Stołowych. *Kwart. Geol.*, 24 (4): 885–904.
- KOWALSKI S. 1983 – Problematyka hydrogeologiczna Gór Stołowych. *Materiały II Ogólnopolskiego Sympozjum nt. „Współczesne Problemy Hydrogeologii Regionalnej”*, Wyd. UW., Wrocław: 42–49.
- KRIGE L.J. 1939 – Borehole temperatures in the Transvaal and Orange Free State. *Proc. Royal Soc. London. Ser. A. Math. Phys. Sci.*, 173 (955): 450–474.
- LAPHAM W.W. 1989 – Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. *US Geological Survey Water-Supply Paper* 2337.
- LIÑÁN B.C., ANDREO B., MUDRY J., CARRASCO C.F. 2009 – Groundwater temperature and electrical conductivity as tools to characterize flow patterns in carbonate aquifers: The Sierra de las Nieves karst aquifer, southern Spain. *Hydrogeol. J.*, 17: 843–853.
- LIU S., ZHOU Y., KAMPS K., SMITS F., OLSTHOORN T. 2019 – Effect of temperature variations on the travel time of infiltrating water in the Amsterdam Water Supply Dunes (the Netherlands). *Hydrogeol. J.*, 27: 2199–2209.

- MAJOROWICZ J. 1971 – Przebieg wartości stopnia geotermicznego w Polsce w przedziale głębokości 200–2500 m. *Kwart. Geol.*, 15 (4): 891–900.
- MARSZAŁEK H. 2007 – Kształtowanie się zasobów wód podziemnych w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej. *Acta Univ. Wratislav.*, 2993.
- MŁYŃCZAK A., MALINA G. 1988 – Rozkład temperatur wód gruntowych pierwszego poziomu wodonośnego o swobodnym zwierciadle wody na przykładzie ujęcia infiltracyjnego Reda III. *Tech. Posz. Geol., Geos. Geot.*, 5–6: 53–59.
- OJRZYŃSKA H. 2015 – Cyrkulacyjne uwarunkowania przestrzennego rozkładu temperatury powietrza w terenie zróżnicowanym morfologicznie na przykładzie Sudetów. *Roz. Nauk. IGRR*, 36.
- OKOŃSKA M., OLEKSIEWICZ M., MARCINIAK M. 2015 – Oddziaływanie termiczne budynku wielkogabarytowego na wody podziemne w rejonie stacji badawczej Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu. *Prz. Geol.*, 63 (10/2): 985–991.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B. 1990 – *Hydrogeologia Ogólna*. Wyd. Geol., Warszawa.
- PLECZYŃSKI J. 1981 – Odnawialność zasobów wód podziemnych. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- PLECZYŃSKI J. 1985 – Temperatura jako wskaźnik badania związków wód powierzchniowych i podziemnych. [W:] *Aktualne Problemy Hydrogeologii*. Wyd. AGH, Kraków: 513–520.
- PLEWA S. 1966 – Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru Polski. *Prz. Geof.*, 1. Wyd. Geofizyka i Geologia. Kraków.
- POPRAWSKI L., 1995 – *Hydrogeologia doliny Odry między Krapkowicami i ujściem Nysy Kłodzkiej*. *Pr. Geol.-Miner.*, 43, Wyd. UW, Wrocław.
- PRZYBYŁEK J., REMISZ W., THEUSS T. 2011 – Dziesięciolecie (2002–2011) badań wód podziemnych sandru Umultowskiego na terenie kampusu WNGiG UAM. *Varia. Prace z zakresu geografii i geologii*, 39–54.
- PRZYBYŁEK J., KASZTELAN D. 2017 – Badania zmienności i zależności temperatury wód podziemnych od wód rzecznych na ujęciach infiltracyjnych. *Prz. Geol.*, 65 (11/2): 1356–1362.
- PTAK M., NOWAK B., NOWAK D. 2019 – Reżim termiczny Jeziora Powidzkiego [W:] Nowak B. (red.), *Jezioro Powidzkie wczoraj i dziś*. Wyd. IMGW, Warszawa.
- RAU G.C., ANDERSEN M.S., MCCALLUM A.M., ACWORTH R.I. 2010 – Analytical methods that use natural heat as a tracer to quantify surface water-groundwater exchange, evaluated using field temperature records. *Hydrogeol. J.*, 18: 1093–1110.
- RÓŻDZYŃSKI K., PEEK B., BIERNACIK D., JAKUSIK E., PIŁCZYŃSKI K. 2017 – Monitoring wiarygodności pomiarów temperatury powierza z automatycznych stacji meteorologicznych metodą okresowych pomiarów porównawczych na fragmencie sieci PSHM. *Wyd. IMGW*, Warszawa.
- SAAR M.O. 2011 – Geothermal heat as a tracer of large-scale groundwater flow and as means to determine permeability fields. *Hydrogeol. J.*, 19: 31–52.
- SAMMEL E.A. 1968 – Convective flow and its effect on temperature logging in small-diameter wells. *Geophysics*, 33 (6): 1004–1012.
- STAŠKO S. 1992 – Wody podziemne w węglanowych utworach triasu opolskiego. *Wyd. UW, Wrocław*.
- SZOSTAKIEWICZ-HOŁOWNIA M. 2015 – Sezonowa zmienność temperatur wód podziemnych drenowanych przez wybrane źródła w Karpatach Wewnętrznych. *Prz. Geol.*, 63 (10/2): 1085–1090.
- SZEWCZYK J., GIENKA D. 2009 – Terrestrial heat flow density in Poland – a new approach. *Geol. Quart.*, 53 (1): 125–140.
- TANIGUCHI M. 1993 – Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Resour. Res.*, 29 (7): 2021–2026.
- TANIGUCHI M. 1994 – Estimated Recharge Rates From Groundwater Temperatures In The Nara Basin, Japan. *Appl. Hydrogeol.*, 2 (4): 7–14.
- TOTH J. 1999 – Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeol. J.*, 7: 1–14.
- WOJEWODA J. 2020 – *Geoatrakcje pogranicza: Góry Stołowe i Brodnickie Ściany*. Usługi Poligraficzne Bogdan Kokot.
- WISIAN K.W., BLACKWELL D.D., BELLANI S., HENFLING J.A., NORMANN R.A., LYSNE P.C., FÖRSTER A., SCHRÖTTER J. 1996 – How hot is it? (A comparison of advanced technology temperature logging systems). *Geotherm. Res. Coun. Trans.*, 20: 427–434.
- WOŹNICKA M. (red.) 2020 – *Rocznik hydrogeologiczny Państwowej Służby Hydrogeologicznej. Rok hydrogeologiczny 2019*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Praca wpłynęła do redakcji 22.02.2021 r.  
Akceptowano do druku 30.03.2021 r.