

## Zasilanie wód podziemnych na obszarze Polski – przegląd metod badań i wybranych wyników

### Groundwater recharge on Poland territory – review of methods and selected results

Stanisław Staško<sup>1</sup>

**Streszczenie:** Przegląd metod obliczania wielkości zasilania wód podziemnych obejmuje punktowe pomiary lizymetryczne, metody wskaźnika infiltracji, rozdziału hydrogramu czy wahań zwierciadła wód podziemnych oraz obliczeń w oparciu o modelowanie numeryczne. Wskazano na zalety i ograniczenia metod w relacji do skali obliczeń. Zestawiono obliczone i szacowane wielkości zasilania wód podziemnych dla różnych warunków geologicznych i klimatycznych uwzględniając rodzaj środowiska (piaski, wapień i skały krystaliczne) oraz zróżnicowanie zasilania z opadów atmosferycznych. Wyniki krajowych badań tej wielkości wskazuje że wielkości te zawierają się w przeważającej mierze w zakresie 9–19%. Wyższe wartości powyżej 25–45% oznaczane są sporadycznie w obszarach kopalń odkrywkowych i w rejonach górskich. Wskazano na złożoność procesu i opóźnienie czasowe.

**Abstract:** Review of the groundwater recharge includes point measurements with lysimeters, methods of infiltration coefficient, hydrograph separation, water level fluctuations and calculations based on numerical modeling. Benefits and limitations of methods in relation to the scale calculation has been discussed. Review of calculated and estimated values of the groundwater recharge for different geological and climatic conditions including the type of environment (sands, limestone and rock crystal) and diversifying supply from precipitation is provided. The results of the national research and measurements indicates that they are predominantly in the range of 9–19% of annual value of precipitation. Higher values above 25–45% are occasionally in areas of open-pit mines and in the mountain areas. Complexity of the process and the time delay has also be indicated.

**Słowa kluczowe:** zasilanie wód podziemnych, metody, wyniki, Polska.

**Key words:** groundwater recharge, methods, results, Poland.

### WSTĘP

Odnowa zasobów wód podziemnych, w większości przypadków równoważna wielkości infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych, jest niezwykle ważnym zagadnieniem dla prowadzenia racjonalnej gospodarki zasobami wodnymi. Wiarygodna ocena zasilania odgrywa kluczową rolę w warunkach zrównoważonego wykorzystania zasobów środowiska. Infiltracja efektywna opadów do warstwy wodonośnej może być badana w różnorodny sposób. Począwszy od bezpośrednich pomiarów w lizymetrach, poprzez analizę wahań zwierciadła wód podziemnych, wskaźników infiltracji i wydzielenie z hydrogramu rzek odpływu bazalnego, po metody numeryczne modelowania. Obok wyżej wymienionych do oceny zasilania wykorzystywane są metody bilansowe i znaczników izotopowych

(np. Israil i in. 2006). Ich zalety i ograniczenia podają między innymi Pleczyński (1981), Pazdro i Kozerski (1990), de Vries i Simmers (2001), Scanlon i in. (2002), Brodie and Hostetler (2005). Pełny bilans wód podziemnych zawiera w sobie zasoby odnawialne utożsamiane z efektywnym zasilaniem (np. Herbich i in. 2013). Metody bilansu wodnego, poza znajomością zmienności opadów atmosferycznych, wymagają precyzyjnej oceny ewaporacji i transpiracji. Ze względu na znaczną zmienność zagospodarowania terenu w skali zlewni jest to trudne, a otrzymane wartości nie zawsze wiarygodne. Pomiary lizymetryczne są drogimi, punktowymi eksperymentami i pozwalają na precyzyjne obliczenia w płytkich strefach. Techniki izotopowe podobnie jak i transportu ciepła dają dobre wyniki w skali lokalnej, nie zawsze jednak uwzględniają zmienność regionalną. Metoda wahań zwierciadła wód podziemnych pomimo długich szeregów obserwacji obarczona jest założeniami stałości parametrów warstw wodonośnych. Dla regional-

<sup>1</sup>Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 32, 50-205 Wrocław; stanislaw.stasko@uwr.edu.pl

nych rozważań szczególne znaczenie mają metody modelowania numerycznego, bazujące na teorii systemów wodonośnych (Szymanko, 1980), jak również metoda rozdziału hydrografu rzeki ilustrująca końcowy efekt infiltracji efektywnej i zasilania z jego zmiennością obszarową.

### METODY STOSOWANE DO OBLICZEŃ

Metody oceny zasilania wód podziemnych obejmują procesy zachodzące w strefie aeracji i saturacji i dotyczą zasilania obszarowego, liniowego i w strefach preferencyjnych (Scanlon i in. 2002). Dobry przykładem takich liniowych stref zasilania jest rzeka infiltrująca czy sztuczna infiltracja wód powierzchniowych wzbudzona w obszarze ujęć infiltracyjnych np. miasta Poznania. Według przeprowadzonych badań wyróżnia się tam infiltrację z rzek jako bliską, daleką i sztuczną ze stawów i basenów (Górski i in. 1999). W warunkach eksploatacji studniami lewarowymi infiltracja ta stanowi, w przypadku ujęcia Dębina, ponad 80% pobieranych wód.

Badania lizymetryczne wykazują, iż proces, w większości przypadków wywołany znacznymi opadami atmosferycznymi lub topnieniem pokrywy śniegowej, ma charakter impulsowy (np. Staško, Tarka, 2002). Rzadziej tylko, w specyficznych warunkach, jest procesem ciągłym. Tak rozumiane przesączanie jest różnicą pomiędzy sumą dostaw wody, a maksymalną pojemnością profilu strefy nienasyceń i zachodzi po przekroczeniu pełnego nasycenia. Często dla jego zapoczątkowania wymagana jest wartość inicjująca zależna od pojemności strefy położonej nad zwierciadłem wody. Niskie sumy opadowe, szczególnie w okresach ciepłych naszego klimatu, poniżej 10–20 mm/dobę często, nie uwidaczniają się na wykresach stanów wód podziemnych (Staško, Tarka, 2002). W strefie niepełnego nasycenia (zwanej też aeracji lub nienasyconej) zachodzące procesy przebiegają odmiennie od tych w strefie saturacji. Tempo przemieszczania się frontu cieczy w układzie trójfazowym (skała – woda – gaz) jest zmienne w czasie w zależności od zawartości fazy gazowej i ciekłej. Równania przepływu fazy ciekłej opisane są równaniami Richards'a (Freeze, Cherry 1987), Van Genuchtena (1980). Jak wykazuje wiele prac proces jest bardzo złożony, a prędkość przepływu pionowego jest funkcją zarówno porowatości, jak i stopnia nasycenia środowiska glebowo-skalnego (np. Szymkiewicz, 2008).

Wahania zwierciadła wód podziemnych zależne od

wielkości i tempa infiltracji, jak również od stopnia napełnienia zbiornika, odzwierciedlają bilans przychodów (dopływów) i rozchodów (odpływów) do/i z warstwy wodonośnej. W zależności od genezy możemy je podzielić na naturalne i sztucznie wywołane. Wśród pierwszych wyróżnia się zasilanie z opadów atmosferycznych, ewapotranspirację oraz modyfikowane przez efekt poduszki, baryczny i zasilanie w dolinach rzecznych przy wysokich stanach wód. W drugiej grupie najważniejsze są odwadnianie melioracyjne i długotrwałe pompowanie np. studniami czy górnicze (Freeze, Cherry 1987). W warunkach Europy Środkowej stany wód wykazują dwa maksima i dwa minima w okresie rocznym. Reakcja na zasilanie odzwierciedla się względnie szybko w warstwach o zwierciadle swobodnym i wymaga dłuższego czasu dla warstw izolowanych. Czas ich trwania pozwala sklasyfikować je jako: krótkotrwałe (rzędu godzin), dobowe, sezonowe i wieloletnie. Czas opóźnienia zasilania pierwszych poziomów wodonośnych szacowany jest przez wielu autorów na kilka miesięcy (np. Przybyłek, Nowak, 2011). Natomiast badania stanów wód podziemnych w warunkach długotrwałej suszy meteorologicznej wykazały opóźnienie reakcji na niskie opady dochodzące do 840 dni dla poziomów naporowych kredy (Tarka, Staško, 2010).

Często stosowaną jest metoda wskaźnika infiltracji, zakładająca że o wielkości infiltracji decydują klasy przepuszczalności ośrodka skalnego/gleb. Spośród istniejących klasyfikacji należy wymienić między innymi informacje o klasyfikacjach np.: Paczyńskiego (1972), Pazdry (1990), czy Witczaka (red. 2011), Dudy i in. (2011), Staški i in. (2012), Tarka i in. (2017).

### WYNIKI POMIARÓW I OBLICZEŃ

Pomiary lizymetryczne jako najbardziej wiarygodne, bo prowadzone w warunkach naturalnych, wykazują przewagę procesu zasilania w okresach chłodnych i jego impulsowy charakter. Kilkuletnie pomiary infiltracji w górskich obszarach Sudetów przy wysokich opadach atmosferycznych wykazały że w lizymetrach mierzono wielkości zasilania rzędu 15–21%, podczas gdy z zastosowaniem metody wahań zwierciadła wód podziemnych obliczano wielkość 32%, niemal dwukrotnie wyższą (Staško, Tarka, 2002). Natomiast obliczenia metodą rozdziału hydrografu i wydzielenie odpływu podziemnego dostarczyły wysokie wartości sięgających niemal 50% opadów. Można to wyjaśnić różni-

cą w powierzchni zlewni i kontaktach z obszarami sąsiednimi zasobnymi w wody, np. w systemach krasowych Śnieżnika. Badania i pomiary w latach 2004–2006 na obszarach górskich i przedgórskich w czterech lizymetrach, rejestrują niższe wartości wskaźnika infiltracji na obszarach nizinnych w porównaniu do górskich terenów – odpowiednio 9,5% i 24,7% opadów. Potwierdziły przewagę procesu w okresach półrocza chłodnego i znaczne rozbieżności bezpośrednich pomiarów z metodami bilansu wodnego i wskaźnika infiltracji (Kraśnicki, 2010). Bezpośrednie pomiary lizymetryczne w Górach Sowich w latach 2011/2012 wykazały, że w relatywnie suchym roku przy wysokości rocznej sumy opadów 596 mm infiltrowało do strefy nienasyconej 13% opadów, tj. 78,1 mm słupa wody (Staško, Chodacki, 2014). Infiltrujące wody charakteryzuje niskie pH (4,08–5,22) i niska mineralizacja ogólna rzędu 58–82 mg/L.

Szeroką gamę badań przedstawiają Kowalczyk (2005), Krogulec (2004) i Jaworska-Szulc (2015). Badania na terenie Parku Kampinoskiego uwzględniały metody rozdziału hydrografu i wydzielenia odpływu podziemnego utożsamianego z zasilaniem efektywnym, gdzie otrzymano wartości infiltracji w zakresie 49–102 mm w dolinie Wisły. Podobne wyniki rzędu 29 mm otrzymano metodą modelowania numerycznego dla osadów bagiennych i około 105 mm dla piasków wydmych, podczas gdy analiza wahań zwierciadła wód podziemnych prowadziła do wartości 73–199 mm. Natomiast ostatnio publikowane wyniki (Krogulec, Zabłocki, 2015) z wykorzystaniem modelowania numerycznego wykazały znacznie niższe wartości w zakresie od 50 do minus 50 mm na terenach bagiennych. Widoczny postęp w rozpoznaniu wynika z doskonalenia badań modelowych i prowadzi do uszczegółowienia tej składowej bilansu. Wartości infiltracji (zasilania efektywnego) w wysokości 18% jako uśrednioną dla kraju podają również Herbich i Skrzypczyk (2015) podobnie do średniej wartości otrzymanych przez Jaworską-Szulc (2015) dla Pojezierza Kaszubskiego.

### Przepływy niskie rzek

W obszarach wyżynnych i górskich, gdzie liczba punktowych informacji jest ograniczona a badania modelowe niezbyt dostępne najczęściej stosuje się metodę rozdziału hydrografu i wydzielenie odpływu podziemnego. Pomiary i badania prowadzone w sieci rzecznej zarówno realizowa-

ne przez IMGW, jak i ośrodki naukowe, bazują na założeniu, że odpływy niskie rzek stanowią końcowy efekt zasilania drenowanej warstwy/warstw. Wyniki publikowane znajdzie czytelnik w pracach dotyczących zlewni Sudetów (np. Kryza, Kryza 1986; Kryza, 1988; Kryza i in., 1989) w zlewniach dolnej Odry (Dubicki (red.), 2002) czy szerzej w wybranych obszarach kraju (Jokiel, 1994).

Kryza H. i J. w roku 1986, opisując klasyfikację i zasoby wód podziemnych Sudetów, studiując stany niżówkowe rzek, podają wartości odpływu podziemnego w zakresie 6–50% opadów, z dominującą wartością 19–35% dla rzek drenujących formacje granitowe Karkonoszy, gnejsowe masywu Śnieżnika czy osadowe formacje karbońskie (tab. 1). Z kolei pomiary IMGW w ponad 70 przekrojach kontrolnych rzek sudeckich i ich przedpola pozwoliły określić przepływy niskie i odpowiednie wielkości zasilania w szerokim zakresie od 35 do ponad 500 mm. W ten sposób zlewnie rzek nizinnych takich jak np. Widawa, Barycz, Ślęza i Szprotawa wykazują zasilanie od 52–87 mm/rok. Zlewnie rzek wyżynnych i dolne biegi rzek górskich takich jak Piława, Mała Panew, Bystrzyca, Kaczawa, czy Bóbr po przekrój Wojanów wskazują na wielkość odnawialnych zasobów w zakresie 112–182 mm/rok. Natomiast zlewnie Osobłogi, Nysy Łużyckiej, górnego Bobru (po przekrój Jelenia Góra), Nysy Kłodzkiej czy Kłodnicy wykazują wysokie zasilanie w zakresie 212 po 355 mm. Najwyższe przepływy niskie Łomnicy, Kamiennej, Białej Łądeckiej dowodzą wartości infiltracji w zakresie 420–580 mm/rok (Dubicki (red.), 2002).

W oparciu o pomiary własne i rejestrowane przez IMGW podjęto próbę kalibracji metody wskaźnika infiltracji w oparciu o przepływy niskie rzek dla znacznej części SW Polski (Staško i inni, 2012).

### Modelowanie

Bogate informacje o wielkości infiltracji efektywnej podają badania modelowe. Jest to głównie ze składowych dopływu mas do obszaru modelowanego. Zaznaczyć należy że wielkości otrzymanywane tą metodą wykazują znaczne zróżnicowanie w zależności od skali i celu modelowania (patrz tab.1; Gurwin, 2000, 2010; Rodzoch i in. 2015).

Większość obliczonych wartości zasilania wód podziemnych metodą modelowania numerycznego zawiera się w przedziale 40–150 mm (12–25% opadów) szczególnie w obszarach nizinnych kraju – patrz tabela 1. Niskie warto-



**Tabela 1.** Wybrane wielkość zasilania wód podziemnych/infiltracji określona na podstawie różnych metod  
**Table 1.** Selected value of groundwater recharge /infiltration base on different methods

| Lokalizacja                 | Opady P [mm]. | Warstwa wodonośna              | Infiltracja % P [mm]               |          | Metoda | Autorzy                               |
|-----------------------------|---------------|--------------------------------|------------------------------------|----------|--------|---------------------------------------|
| Lubliniec–Myszków           |               |                                | 5–19                               | 31–155   | MOD    | Kowalczyk A., 2005                    |
| Gliwice                     |               | Wapienie T                     | 3–12                               |          |        |                                       |
| Chrzanów                    |               |                                | 13–18                              | 26–96    | WZWP   |                                       |
| Tylicz/Beskid Sąddecki      | 870           | p-ce, łupki                    | 22–55                              | 61–141   | LIZ    | Buczyński S, Weisło M., 2013          |
|                             | 848           | flisz, Paleog.                 | 70                                 | 612      | RHYD   | Porwisz B. i in. 1999                 |
|                             |               |                                | 21                                 | 179      | MOD    | Krogulec E., 2004                     |
|                             |               |                                | 5–19                               | 29–105   |        |                                       |
| Dolina Wisły                | 539           | p-ki, osady bagiennie, Paleog. |                                    | 73–199   | WZWP   |                                       |
|                             |               |                                |                                    | 58–176   | INF    |                                       |
|                             |               |                                |                                    | 49–102   | RHYD   | Krogulec E. i Zabłocki S., 2015       |
|                             |               |                                | 9                                  | 50–(-50) | MOD    |                                       |
| Niecka łódzka               |               | p-ki, wapienie, Kr             | 24                                 | 144      | MOD    | Rodzoch A., Pazio–Urbanowicz K., 2015 |
| Pojezierze Chelmińskie      | 500–610       | p-ki, Paleog.                  | 12                                 | 40–90    | MOD    | Pomianowska H, 1999                   |
| Dolina Odry                 |               | p-ki, żwiry, Paleog.           | 14                                 | 52–84    | MOD    | Gurwin J. 2000                        |
| Wielkopolska                |               | p-ki Paleog.                   | 6                                  | 37       | Model  | Dąbrowski i in. 2007**                |
| Profilina barucko-głogowska |               | p-ki Neog.                     | 0,6                                | 3,7      |        |                                       |
| Pojezierze Kaszubskie       | 652           | p-ki żwiry, gliny, Paleog.     | 22,5                               | 147      | MOD    | Jaworska–Szulc B, 2015                |
|                             |               |                                | 17,8                               | 121,6    | RHYD   |                                       |
|                             |               |                                | 18,2                               | 131      | WZWP   |                                       |
| GZWP Wrocław                | 600           | p-ki, Paleog.                  | 19–26                              | 116–160  | MOD    | Krawczyk i in. 2015                   |
| Blok przedsudecki           | 630–730       | p-ki Paleog.                   | 7–42                               | 40–305   | MOD    | Gurwin J. 2010                        |
|                             |               | p-ki Neog.                     | 10 <sup>-2</sup> –10 <sup>-4</sup> | 0,2–2    |        |                                       |
| Sudety                      | 600–1400      | Paleog–C                       | 6–50                               |          | RHYDR  | Kryza, Kryza 1986                     |
|                             |               |                                | 19–35*                             |          |        |                                       |
| Góry Sowie                  | 596           | Gnejsy                         | 78                                 | 13       | LIZ    | Staško, Chodacki, 2014                |
| Sudety i przedpole          | 682–707       | Rumosz, zwietrz.               | 65–174                             | 9,5–24,7 | LIZ    | Kraśnicki 2010                        |
|                             |               |                                | 15–21                              | 299–814  | LIZ    |                                       |
| Sudety                      | 1150–1408     | Gnejsy łupki                   | 35                                 |          | WZWP   | Staško, Tarka, 2002;                  |
|                             |               |                                | 55                                 |          | RHYDR. | Staško i in. 2010                     |
| Sudety – niecka kredowa     | 813           | p-ce, Kr                       | 15–32                              | 119–265  | MOD    | Korwin–Piotrowska i in. 2014          |

Objaśnienia: oznaczenia metod: MOD – modelownie, LIZ – lizymetryczna, WZWP – wahań zwierciadła wód podziemnych, RHYD – rozdziału hydrogramu rzeki lub cieku, INF – infiltracji, Paleog – paleogen, Neog – neogen, Kr – kreda, T – trias, p-ki – piaski, \* – wartości dominujące.

Explanation : described method : MOD – modeling, LIZ – lysimetric, WZWP – groundwater level fluctuation, RHYDR – river hydrograph separation, INF – infiltration, Paleog – Paleogene, Neog – Neogene, Kr – Cretaceous, T – Triassic, p-ki – sand, żwir – gravel, wapienie – limestone, łupki – shell, gliny – clay, \* – prevailing value.

ści z obszaru Wielkopolski (Dąbrowski i in. 2007) związane są z niskimi wartościami rocznych sum opadowych jak również z obszarami bagiennymi i mokradł Mazowsza (Krogulec, Zabłocki, 2015). Jak wykazują publikowane wartości studia modelowe w centralnej i północnej części kraju efektywne zasilanie do pierwszej warstwy modelu zawiera się w zakresie wartości 90–160 mm z lekko wyższymi wartościami w obszarze pojezierzy. Natomiast wyższe wielkości (15–43%) są podawane dla ujęć obszarów

miejskich będących pod wpływem odwodnienia górniczego (Kowalczyk, 2005) W obszarach wyżynnych i górskich południowej części kraju podawane są wartości 120–265 mm.

Kompleksowe zestawienie modułów zasilania infiltracyjnego i przez przesączanie, w zależności od położenia w strefach wododziałowych, głębokości występowania i wykształcenia poziomu wodonośnego, na podstawie badań modelowych podają Dąbrowski i in. (2004). Wartości modułów zasilania tam cytowane, a wyrażone w m<sup>3</sup>/h/km<sup>2</sup>,

zawierają się w szerokim zakresie. Tak np. dla sandru Kurpie wielkość ta wynosi 122,6 mm opadu, a w przypadku poziomu oligoceńskiego niecki mazowieckiej określono ją średnio jako 10,5mm. Ciekawe wyniki z wykorzystaniem szerokich pomiarów na stacji Zebrzydów i zastosowania programów EARTH i SWAP podaje Gurwin (2010), szczególnie dla głębszych poziomów neogenu niecki Świdnicy, gdzie otrzymano wartość rocznej infiltracji w zakresie 0,19–2,12 mm/rok.

Nowe programy komputerowe pozwalają obliczać wielkość infiltracji zarówno w przestrzeni, jak i zróżnicowanej skali czasowej. Wymagają one jednak wielu szczegółowych informacji. Tak na przykład Kajewski (2004) wykazuje, że przy zastosowaniu programu WetSpas obliczenie wielkości infiltracji wymaga wprowadzenia danych o opadach atmosferycznych, prędkości wiatru, temperatury powietrza, parowania wskaźnikowego, sposobu użytkowania terenu, wskaźników parowania, rodzajów gleb i morfologii terenu.

Podobnie program SWAT pozwalający na symulacje długich okresów czasowych z rozdzielczością miesięcy, dni i godzin wymaga znajomości ukształtowania terenu, mapy pokrycia terenu, map glebowych i parametrów gleb oraz wielu danych meteorologicznych, w tym temperatur powietrza, wilgotności względnej, natężenia promieniowania słonecznego, prędkości wiatru i rozkładu opadów atmosferycznych. Wyniki otrzymane tą metodą wykazują znacznie wyższe wartości zasilania w zlewni rzeki Drawa (pow. zlewni 180 km<sup>2</sup>) niż metodą infiltracji (Sitek, Urbańczyk, 2016). Jednak metoda ta lepiej oddaje rozkład infiltracji zgodnie z teorią pola filtracji i uwzględnia w dolinach rzecznych niskie miąższości strefy aeracji i składowe pionowego dopływu. Wysokie wartości infiltracji w tych warunkach obliczone metodą infiltracji są wątpliwe. Z kolei program HYPE wielkość infiltracji uzależnia od objętości wody zgromadzonej w profilu glebowym. Wymaga więc wielu parametrów w tym wilgotności, polowej pojemności wodnej, porowatości efektywnej czy punktu trwałego więdnięcia (Bar-Michalczyk i in., 2016). Takie podejście umożliwia szacowanie zmienności czasowej i przestrzennej zasilania w płytkich strefach. Inne nowoczesne metody, jak np. teledetekcji, wykazują w rejonie Ostrołęka – Mikołajki (sandr Kurpiowski – 300 km<sup>2</sup>) wielkość infiltracji w zakresie 41–80 mm/rok, przy opadach średnich rocznych o wysokości 605–640 mm (Zaszewski i in. 2016).

Przegląd publikacji zagranicznych wykazuje, że obecnie stosowane nowoczesne metody uwzględniają bilans mas i zaawansowane obliczenia z wykorzystaniem znacznej liczby programów i badań satelitarnych. Jednym z takich projektów jest kanadyjski projekt GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) mierzący bilans wodny, w tym zasilanie wód podziemnych, w skali stanu Alberta o powierzchni dwukrotnie większej niż Polski (Huang i in. 2016).

W oparciu o pomiary w sieciach piezometrycznych, rozkład wilgotności, badania stanów jezior, obliczenia pokryw śniegowych i lodu wydzielono zasoby statyczne (groundwater storage) i ekwiwalent warstwy wodnej, co jest równoznaczne z zasilaniem efektywnym wód podziemnych. Wyniki badań obejmujące lata 2002–2014 dokumentują wielkości średnie zasilania w zakresie 22–53 mm/rok, ze stałą tendencją wzrostu w latach 2006–2012. Obliczenia i oceny dla tak rozległego regionu dokumentują wysoką zgodność w 36 posterunkach pomiarowych wód podziemnych, a jednocześnie poddają w wątpliwość teorię globalnego ocieplenia w tej części globu.

### Górnictwo i wieloletnie odwadnianie

Gregorczyk i Sawicki (1992) prowadzili dwuletnie pomiary w ośmiu ewaporymetrach glebowych zgodnie z metodyką prof. Baca (1970) w otoczeniu kopalni Turów. Przyrządy te to rodzaj wazonów o średnicy ponad 60 cm i wysokości 80 cm zbierające wody przesiąkające do głębszych partii gruntu. Wyniki pomiarów wykazały znaczne zróżnicowanie wielkości infiltracji w poszczególnych punktach od wartości 18,33 mm do 422,9 mm, średnio 238,87 mm przy wysokości opadów w badanym okresie – 1126,6 mm. Z przeprowadzonych pomiarów obliczono średnią wartość infiltracji jako 21,2% opadów atmosferycznych. Tak wysoka wartość może być wynikiem znacznego wysuszenia warstw nadległych nad poziomami eksploatacji. Przy czym, autorzy stwierdzają, iż punktowe wielkości infiltracji są podobne zarówno w piaskach, jak i w glinach, co z kolei nasuwa wątpliwości co do dokładności obliczeń za pomocą metody wskaźników infiltracji w obszarach górniczej aktywności. Podobnie względnie wysokie wartości zasilania publikowane są w badaniach modelowych dla obszaru złoża węgla brunatnego Bełchatów. Przy średniej rocznej wartości opadów wynoszącej 620 mm przyjęto trzy strefy zasilana w zakresie 11,8–29,4% opadów (Szczepiń-

ski, 2013). Badania modelowe o regionalnym zasięgu ponad 3000 km<sup>2</sup> pozwoliły na ocenę zasilania w zasięgu działalności głębokimi kopalniami KGHM Polska Miedź, jako umiarkowaną wartość typową dla obszarów nizinnych.

### DYSKUSJA

Analiza wyróżnionych metod obliczeń zasilania wód podziemnych wykazuje zróżnicowane wyniki w zależności od zakresu i zastosowanej metody. Do obliczeń i szacowania zasilania, w skali lokalnej, dobre wyniki wykazuje metoda lizymetryczna, a szczególnie wsparta metoda wahań zwierciadła wód podziemnych. Metoda rozdziału hydrogramu i wydzielenia odpływu podziemnego, z odpływu całkowitego, dobrze ilustruje przebieg odnowy wód podziemnych w obszarach górskich i wyżynnych, tam gdzie mamy do czynienia ze znacznym zróżnicowaniem wodonośnych zespołów skalnych.

Nowoczesne metody modelowania numerycznego, wymagające znacznej liczby zweryfikowanych danych wejściowych, prowadzą do dobrego odwzorowania zasilania w skali modelowanego obiektu. Niemniej jednak pamiętać należy, że dają one uśrednione wartości w warunkach przepływu stacjonarnego. Dla warunków niestacjonarnych, a więc zobrazowania zmienności sezonowej czy krótszych odcinków czasowych wymagają wielu szczegółowych szeregów danych wejściowych. Rozważając rozkład przestrzenny dostawy wody, zgodnie z teorią pola filtracji i systemów przepływu, główna część infiltracji wód ma miejsce w obszarach zasilania, a więc gdzie strumień filtracji ma kierunek przepływu skierowany w dół. W obszarach drenażu ten element bilansowy jest znacznie ograniczony.

Metoda wskaźnika infiltracji ma pewne ograniczenia i zakłada natychmiastowe dojście frontu zasilania. Wymaga czasochłonnych obliczeń poszczególnych klas infiltracji dla analizowanych podobszarów. Poza tym nie uwzględnia roli gleb i wszystkich parametrów, jak wskazuje np. program HYPE. W pracach Witczaka i in. (2003) oraz Dudy i in. (2004) mamy do czynienia również z połową pojemnością wodną warstwy glebowej i obliczeniami przybliżonymi czasu wymiany wody w 1 m profilu glebowego wyrażonego w latach. Według Mapy podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie czasy te należą do kilku klas w zakresie od 1,2 do 3,6 lat. Wskazuje to na fakt, iż zjawisko efektywnej infiltracji nie zachodzi natychmiast, lecz

jest przesunięte w czasie, ma znaczne opóźnienie, rzędu kilku miesięcy, a nawet lat. Uwzględniając również kilkumetrową warstwę niepełnego nasycenia ponad zwierciadłem wód podziemnych czas ten ulega wydłużeniu. Podobnie niskie wartości przepływu pionowego rzędu milimetra i dziesiątych części milimetra wód podziemnych stwierdzono w dolinie Odry (Gurwin, 2000, 2010).

Udokumentowany okres opóźnionej reakcji na podstawie zapisu w wykresach stanów wód podziemnych, a spowodowany niskim zasilaniem w okresach suchych podają Tarka i Staško (2010). Metody klimatyczne dla opadów zmierzonych, jak i skorygowanych wykazują najwyższe wartości zasilania odbiegające od innych (np. Jaworska-Szulc, 2015). Zestawienie metod wskaźnika infiltracji wg klasyfikacji Pazdro i obliczenia metodą wahań zwierciadła wód podziemnych wykazują wyniki zarówno zbliżone (Kowalczyk, 2005; Jaworska-Szulc, 2015) jak i odmienne (Staško, Tarka 2002; Kraśnicki 2010 czy Grzegorzczak, Sawicki 1996). Również metody oparte o przepływy niskie rzek ze względu na skalę, jak i różnorodność środowiska gromadzenia wód podziemnych (pojemności wodnej) mogą odbiegać od punktowych i lokalnych oznaczeń (np. Kryza, Kryza 1986; Dubicki, 2002). Najwyższe wartości bo dochodzące do 50% pomierzono dla obszarów ekstremalnie wysokich opadów atmosferycznych w Sudetach. Stawiają one jednak pytanie o dokładność wyznaczania granic zlewni (Staško, Tarka 2002).

### PODSUMOWANIE

Pojęcie zasilania wód podziemnych ma różnorodne konotacje od odnawialności zasobów (utożsamiane z zasobami odnawialnymi) poprzez infiltrację efektywną, przesączanie aż do wydzielenia odpływu podziemnego podstawowego (tzw. bazalnego). Różnorodna jest gama metod stosowanych do określania jego wielkości, począwszy do punktowych pomiarów lizymetrycznych, poprzez szacunkowe oceny metodą wskaźnika infiltracji, wydzielenie z hydrogramu odpływu podziemnego, i metodę wahań zwierciadła wód podziemnych aż po zaawansowane obliczenia za pomocą numerycznych metod modelowych. Te ostatnie w wielu przypadkach wykazują zadawanie w obliczeniach wyższych wartości. Przegląd krajowych badań tej wielkości wskazuje, że wielkości te zawierają się w przeważającej mierze w zakresie 9–19% średniej rocznej sumy opadów atmosferycznych. Wyższe wartości powyżej 20–



45% oznaczane są sporadycznie w warunkach intensywnego drenażu kopalń odkrywkowych lub wpływu kopalń głębinowych oraz w obszarach zurbanizowanych, gdzie zachodzi jednocześnie intensywna eksploatacja wód podziemnych. Należy zaznaczyć, że proces zachodzi z pewnym opóźnieniem, rzędu kilkudziesięciu dni – kilku miesięcy, a w poziomach izolowanych nawet do 3 lat. Ma to istotne znaczenie w symulacji migracji mas.

#### BIBLIOGRAFIA

- BAC S., 1970 – Metody pomiarów parowania terenowego za pomocą ewaporymetrów, Prace i studia Komitetu Gospodarki wodnej i surowcowej PAN. X.
- BAR-MICHALCZYK D., MICHALCZYK T., ŻUREK A., WITCZAK S., 2016 – Możliwości wykorzystania modelu HYPE do oceny wielkości zasilania wód podziemnych w obszarach bilansowych opartych o zlewnie rzek. Praktyczne metody modelowania przepływu wód podziemnych Wyd. AGH Kraków.
- BRODIE R.S., HOSTETLER S., 2005 – A review of techniques for analysing baseflow from stream hydrographs. Bureau of Rural Sciences, Australia. [www.connectedwater.gov.au/documents/IAH05\\_Basflow.pdf](http://www.connectedwater.gov.au/documents/IAH05_Basflow.pdf)
- DE VRIES, J.J., SIMMERS, I., 2002 – Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10: 5–17.
- DĄBROWSKI S., GÓRSKI J., KAPUŚCIŃSKI J., PRZYBYŁEK J., SZCZEPAŃSKI A., 2004 – Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych. Poradnik metodyczny. Min. Środowiska Warszawa.
- DĄBROWSKI S., PRZYBYŁEK J., GÓRSKI J., 2007 – Subregion Warty nizinnej. [w:] Paczyński, Sadurski (red.) – *Hydrogeologia regionalna Polski*. I. PIG, Warszawa.
- DUBICKI A. (red.) 2002 – *Zasoby wodne gleby w dorzeczu górnej i środkowej Odry w warunkach suszy*, IMGW, Seria: Atlasy i monografie. 88. Warszawa
- DUDA R., WITCZAK S., ŻUREK A., 2011 – Mapa wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie 1:500 000. Metodyka i objaśnienia tekstowe. Min. Środowiska, Kraków.
- FREEZE R.A., CHERRY J.A., 1987 – *Groundwater*. Prentice Hall Inc. Engelwood.
- GÓRSKI J., KAZIMIERCZAK–WIJURA Z., PRZYBYŁEK J., 1999 – Ocena infiltracyjnych ujęć wody w świetle doświadczeń wodociągów poznańskich. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*. IX: 65–71.
- GREGORCZYK T., SAWICKI J., 1992 – Wyniki bezpośrednich pomiarów infiltracji pomiarów w obszarze górniczym KWB „Turów”. *Problemy Hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*. Wyd. Polit. Wrocławskiej. 173–185.
- GURWIN J., 2000 – Model hydrogeodynamiczny systemu wodonośnego pradoliny Odry w rejonie Głogowa. *Prace Geologiczno-Mineralogiczne LXX*. Wyd. Uniw. Wrocławski, Wrocław.
- GURWIN J., 2010 – Ocena odnawialności struktur wodonośnych bloku przedsudeckiego. Integracja danych monitoringowych i GIS/RS z numerycznymi modelami filtracji. Wyd. Uniw. Wrocławskiego. *Hydrogeologia*.
- HERBICH P., KAPUŚCIŃSKI J., NOWICKI K., RODZIOCH A., 2013 – Metodyka określania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w obszarach bilansowych z uwzględnieniem potrzeb jednolitych bilansów wodnogospodarczych. Poradnik metodyczny Min. Środowiska, Warszawa.
- HERBICH P., SKRZYPCZYK L., 2015 – Pozycja zwykłych wód podziemnych w gospodarowaniu zasobami wodnymi kraju. Stan i możliwości zagospodarowania zasobów wód podziemnych – wybrane zagadnienia. *Przegląd Geologiczny* 63 (10/1): 745–749.
- HUANG J., PAVLIC G., RIVIERA A., PALOMBI D., SMERDON B., 2016 – Mapping groundwater storage variation with GRACE: a case study in Alberta Canada. *Hydrogeology Journal* 24:1663-1680.
- ISRAIL M., SINGHAL M. D. C., KUMAR B., 2006 – Groundwater recharge estimation using a surface electrical resistivity method in the Himalayan foothill region, India. *Hydrogeology Journal* 14: 44-50.
- JAWORSKA-SZULC B., 2015 – Ocena zasilania wód podziemnych na Pojezierzu Kaszubskim z zastosowaniem różnych metod i różnych skal opracowania. *Przegląd Geologiczny* 63 (10/1): 763-768.
- JOKIEL P., 1994 – Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. *Acta Geograph.* 66–67.
- KAJEWSKI I., 2004 – Ocena elementów bilansu wodnego

- go zlewni przy zastosowaniu modelu WetSpass. [w:] Modelowanie przepływu wód podziemnych. Wyd. Univ. Wrocławskiego. 69-80.
- KORWIN-PIOTROWSKA A., SERAFIN R., WOJTKOWIAK A., KRAWCZYK J., SKRZYPCZYK L., ZAWISTOWSKI K., CHUDZIK L., BIEL A., KOROS I., ECKHARDT P., 2014 – Monitoring wód podziemnych w strefie granicznej Sudetów w latach 2005-2014. PIG Warszawa.
- KOWALCZYK, A., 2005 – Zasilanie wód podziemnych w warunkach antropopresji na przykładzie triasu śląsko – krakowskiego, Współczesne Problemy Hydrogeologii, t.12: 363-370.
- KRAWCZYK J. KROGULEC E., 2004 – Zasilanie infiltracyjne wód podziemnych w dolinie rzecznej – wyniki badań modelowych. Acta Univ. Wartslavienis, Wrocław 2729: 121–128.
- KRAWCZYK J., MAĐRALA D., HORBOWY K., RUSS D., ZAWISTOWSKI K., WOJTKOWIAK A., BIEL A., 2015 – Dodatek do dokumentacji hydrogeologicznej zasobów wód podziemnych w utworach czwartorzędu, trzeciorzędu i triasu rejonu Niecki Wrocławskiej z uwzględnieniem GZWP. PIG, Wrocław.
- KRAŚNICKI S. 2010 – Wielkość infiltracji w strefie aeracji rozwiniętej na skałach krystalicznych Sudetów i Przedgórz Sudeckiego. Przegląd Geologiczny 58 (2): 146-153.
- KROGULEC E., ZABŁOCKI S., 2015 – Relationship between the environmental and hydrogeological elements characterizing groundwater – dependent ecosystems in central Poland. Hydrogeology Journal 23: 1587-1602.
- KRYZA J., 1988 – Zasoby wód podziemnych Sudetów na tle odpływu podziemnego. Acta Univ. Wratisl. No 964 Prace Geologiczno Mineralogiczne XI (2): 25-37.
- KRYZA H. KRYZA J., 1986 – Odpływ podziemny i zasoby odnawialne Sudetów i ich przedpola jako kryterium regionalizacji hydrogeologicznej. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej, 49/21:109-119.
- KRYZA H., KRYZA J., LIMISIEWICZ P., 1989 – Zmienność odpływów niskich obszaru sudeckiego i jego przyczyny. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej. 58/29: 69-74.
- PACZYŃSKI B., 1972 – Metodyczne zasady oceny zasobów wód podziemnych w strukturach regionalnych. Instrukcje i metody badań geologicznych. 17. Warszawa
- PAZDRO Z., KOZERSKI B., 1990 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- PLECZYŃSKI J., 1981 – Odnawialność zasobów wód podziemnych. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- POMIANOWSKA H., 1999 – Zasilanie i drenaż wód podziemnych pojezierza Chełmińskiego. Współczesne Problemy Hydrogeologii IX: 273–279.
- PRZYBYŁEK J., NOWAK B., 2011 – Wpływ niżówek hydrogeologicznych i odwodnień górniczych na systemy wodonośne Pojezierza Gnieźnieńskiego. Biul. PIG 45: 513–528.
- RODZOCH A., PAZIO-URBANOWICZ K., 2015 – Zasilanie i drenaż wód podziemnych GZWP nr 401 (Zbiornik Niecka Łódzka) w świetle badań modelowych, Przegląd Geologiczny 63 (10/2): 1037-1041.
- SCANLON, R.B., HEALY, R.W., COOK, P.G., 2002 – Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal, 10: 18-39.
- SITEK S., URBAŃCZYK R., 2016 – Ocena zasilania wód podziemnych w zlewni Drawy na podstawie modelu SWAT i metody infiltracyjnej. [w:] Praktyczne metody modelowania przepływu wód podziemnych Wyd. AGH Kraków: 231-239
- STAŚKO S., CHODACKI M., 2014 – Infiltracja do wód podziemnych na podstawie pomiarów lizymetrycznych w Górach Sowich. Przegląd Geologiczny 62 (8): 414-419.
- STAŚKO S., TARKA R., 2002 – Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w masywie Śnieżnika. Acta Univ. Wratisl. Prace Geologiczno Mineralogiczne 2528, 1-86, Wyd. Univ. Wrocław.
- STAŚKO S., TARKA R., OLICHWER T., LUBCZYŃSKI M., 2010 – Groundwater recharge in mountainous terrains – case study from Sudeten Mountains in SW Poland. Chapter 28, Global Groundwater Resources Management. Scientific Publisher Jodhpur: 451-474.
- STAŚKO S., TARKA R., OLICHWER T., 2012 – Groundwater recharge evaluation based on the infiltration



- method. Chapter 16, [In:] Groundwater Quality Sustainability. International Association of Hydrogeology, Selected papers, 17, CRC Press a Balkema Book: 189-197.
- SZCZEPIŃSKI J., 2013 – Modelowanie numeryczne w badaniach hydrogeologicznych dla oceny wpływu kopalń odkrywkowych na środowisko wodne Prace Wydz. Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej, Wrocław.
- SZYMANKO J., 1980 – Koncepcje systemu wodonośnego i metod jego modelowania. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- SZYMKIEWICZ A., 2008 – Modelowanie przepływu wody w utworach o podwójnej porowatości. Biul. PIG 431: 251-258.
- TARKA R., 1997 – Zasilanie wód podziemnych w krystalicznych masywach górskich na przykładzie badań w masywie Śnieżnika. Acta Univ. Wratisl. Prace Geolog. Mineral. LVI, Wrocław: 1-66.
- TARKA R., OLICHWER T., STAŚKO S., 2017 – Evaluation of groundwater recharge in Poland using the infiltration rate method. Geological Quarterly, 61 (2).
- TARKA R., STAŚKO S., 2010 – Wahania zwierciadła wód podziemnych jako odzwierciedlenie ekstremalnych sytuacji pogodowych. W: Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku Rozprawy Naukowe Inst. Geografii i Rozwoju Regionalnego Nr 14, Uniw. Wrocławski, Wrocław: 241- 256
- WITCZAK S. ( red.), 2011 – Mapa wrażliwości wód podziemnych Polski na zanieczyszczenie 1:500 000 Min. Środowiska. AGH Kraków.
- VAN GENUCHTEN M., 1980 – A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sc. Soc. Am. J. 44: 892–898.
- ZASZEWSKI D., MAŁECKI J., GRUSZCZYŃSKI T., 2016 – Szacowanie wysokości zasilania infiltracyjnego z wykorzystaniem teledetekcji satelitarnej. Praktyczne metody modelowania przepływu wód podziemnych Wyd. AGH Kraków: 239-249.