

Tryt — bezpośredni wskaźnik niskiej wrażliwości warstwy wodonośnej na antropopresję

Agnieszka Felter*, Zbigniew Nowicki*

Tritium as direct indicator of the low vulnerability of groundwater reservoirs

The main factors of human activity impact on the groundwater reservoirs vulnerability have been described in this paper. The role of groundwater residence time is emphasized. Applying of the tritium method to establishing vulnerability of groundwater reservoir is proposed by authors.

Naturalny system ochrony zbiorników wód podziemnych jest wynikiem właściwości ośrodka hydrogeologicznego, rozumianego jako układ warstwowy (w skład którego wchodzi w ogólnym ujęciu — gleba, strefa aeracji i strefa saturacji), ograniczający migrację zanieczyszczeń. Mechanizmy te w terminologii hydrogeologicznej określa się mianem naturalnych barier ochronnych. Procesy zachodzące w jego obrębie, które decydują o funkcjonowaniu bariery, mają zazwyczaj charakter mechaniczny, mikrobiologiczny, hydrodynamiczny lub fizykochemiczny i określają jej rodzaj.

Najpowszechniej występującą w środowisku naturalnym barierą jest **bariera słaboprzepuszczalna**. Funkcjonuje ona w przypadku występowania w ośrodku hydrogeologicznym (środowisku geologicznym) warstw o niskim współczynniku filtracji (glin, ilów, mułków), których właściwości powodują mechaniczne spowolnienie migracji zanieczyszczeń w głąb. Szczególnym przypadkiem bariery słaboprzepuszczalnej jest **bariera kapilarna** występująca najczęściej w strefie aeracji lub w strefie wahań płytkich wód podziemnych, której działanie wynika z występowania zjawisk kapilarnych. Zjawiska te modyfikują kierunki przesiąkania, przekształcając część przesiąkania pionowego w odpływ lateralny, zmniejszając w ten sposób wielkość ładunku zanieczyszczeń dopływającego do zbiornika wód podziemnych. O działaniu **bariery hydrodynamicznej** można mówić w przypadku występowania specyficznego układu pola hydrodynamicznego, gdy wyższe napory hydrauliczne uniemożliwiają dopływ konwekcyjny z warstw o niższym naporze. Specyficzne własności fizykochemiczne ośrodka hydrogeologicznego wykorzystuje **bariera sorpcyjna**, której funkcjonowanie wynika ze zdolności pewnych materiałów (materiały ilaste, substancja organiczna) do sorbowania substancji na powierzchni lub w matrycy gruntu. Bariera ta jest jednym z mechanizmów jakie występują w **barierze hydrogeochemicznej**. Jej funkcjonowanie jest związane z występowaniem złożonych środowiskowych układów fizykochemicznych ograniczających zasięg migracji zanieczyszczeń, w wyniku gwałtownych zmian lokalnych warunków na drodze procesów abiotycznych oraz biochemicznych (biodegradacja) i powstawania stref o zróżnicowanym charakterze fizykochemicznym, np. strefa redukcyjna, kwasowo-zasadowa, utleniająca.

W istniejących w środowisku ośrodkach geologicznych występuje zwykle kilka z wymienionych mechanizmów, co stwarza bardziej skuteczną i kompleksową ochronę wód podziemnych.

Skuteczność i trwałość działania barier została ujęta w terminologii hydrogeologicznej jako **podatność** lub **wrażliwość** środowiska wód podziemnych na zanieczyszczenie.

Funkcjonowanie systemu ochronnego (barier) jest ograniczone w wymiarze czasowym i przestrzennym. Stan naturalnych barier, a tym samym podatność, jest zależny od wielu parametrów chemicznych (np. pH, redox, pojemność wymiany), fizycznych (wilgotność, miąższość gleby), biotycznych (obecność organizmów roślinnych i zwierzęcych oraz mikroorganizmów w glebie). Stan fizyczny, chemiczny i biotyczny ośrodka gruntowego i skalnego wpływa pośrednio również na formy występowania, mobilność i biologiczną dostępność substancji zanieczyszczających zbiorniki wód podziemnych.

Z wielu czynników decydujących o trwałości i skuteczności funkcjonowania systemu ochronnego wód do najważniejszych zalicza się wielkość infiltracji do strefy podziemnej, skład oraz stężenie substancji zanieczyszczających.

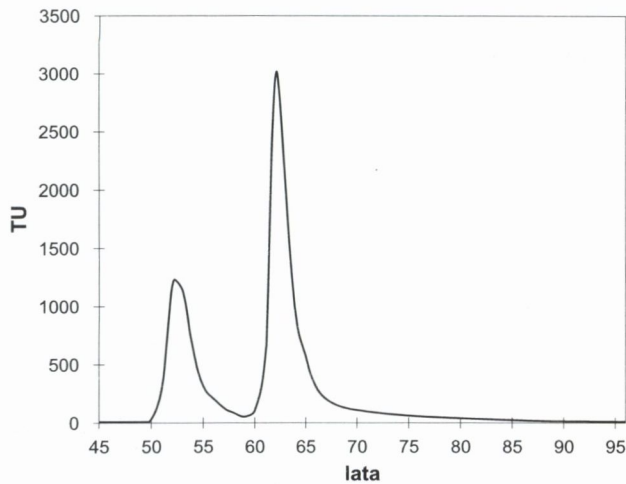
Bariery odznaczają się znacznym stopniem relatywności, co oznacza, że nie istnieje bariera, która stwarzałaby skuteczne zabezpieczenie wobec wszystkich rodzajów zanieczyszczeń. Co więcej, określone substancje mogą powodować degradację barier. Przykładem tego typu zjawisk jest degradacja bariery słaboprzepuszczalnej pod wpływem wód słonych lub mniejsza przepuszczalność gruntów ilastych wobec płynów niejonowych, np. benzenu niż w stosunku do cieczy polarnych typu etanolu, które to ciecze mogą spowodować zniszczenie właściwości izolacyjnej takiej warstwy (Gourc, 1996). Zbyt duże ładunki substancji zanieczyszczających, przedostające się do ośrodka hydrogeologicznego, mogą spowodować, że system ochronny przestaje czasowo funkcjonować lub ulega całkowitej degradacji, czego przykładem jest wyczerpanie pojemności bariery sorpcyjnej.

Należy podkreślić, że większość czynników wpływających na trwałość funkcjonowania barier jest związana z działalnością człowieka i ze wzrostem antropopresji.

Skuteczność działania systemu naturalnej ochrony zbiorników wód podziemnych jest również związana z kierunkami dopływu zanieczyszczeń, np. w przypadku dopływu zanieczyszczeń w wyniku przepływu horyzontalnego w ośrodku (np. z wód powierzchniowych) możliwe jest funkcjonowanie jedynie bariery hydrodynamicznej i częściowo hydrogeochemicznej. Niebagatelne znaczenie ma charakter dopływu zanieczyszczeń (punktowy lub powierzchniowy) z uwagi na fakt, iż system barier jest bardziej skuteczny w przypadku dopływu punktowego niż powierzchniowego. Skuteczność barier jest również zależna od anizotropii ośrodka hydrogeologicznego — w przypadku dobrze wykształconego wielowarstwowego ośrodka, mechanizmy ograniczające migrację zanieczyszczeń są dobrze rozwinięte.

Wpływ barier na formowanie się chemizmu wód infiltracyjnych polega zatem na opóźnieniu migracji zanieczyszczeń do poziomów wodonośnych, a niekiedy całkowitej eliminacji zanieczyszczeń z dopływu do wód podziemnych. Wrażliwość zbiorników wód podziemnych jest również funkcją czasu przenikania zanieczyszczeń. Istotnym zagadnieniem, które nadal podlega dyskusji jest określenie, tzw. czasu krytycznego, którego wartość stanowiłaby pewnego

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 1. Zmiany stężeń trytu w opadach atmosferycznych w latach 1945–1996 (Europa Środkowa) — średnie wartości w roku
Fig. 1. Average tritium concentrations in percipitations during period 1945–1996 (Middle Europe)

rodzaju granicę, pozwalającą na wydzielenie wód podziemnych, które możnaby określić jako niezagrażone i wód o znacznym stopniu zagrożenia.

W badaniach nad skalą zagrożenia zbiorników wód podziemnych przyjęto kryterium czasu rzeczywistego przepływu wód, jako wskaźnika migracji substancji zanieczyszczającej, która nie podlega żadnym procesom na drodze przepływu. W Danii jako granicę bezpieczeństwa (krytyczny czas przepływu) przyjęto czas przesączania wynoszący 20 lat (*Ground Water...* 1990). Spotyka się również opinie, że krytyczny czas przepływu powinien być dłuższy i wynosić 40 lat (USA).

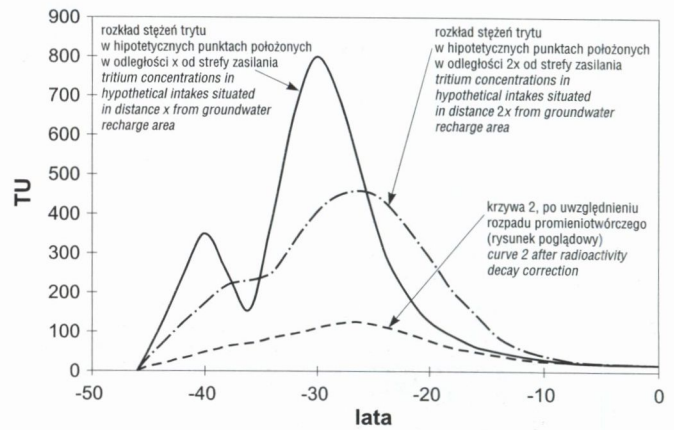
W Polsce dla klasyfikacji zagrożenia zanieczyszczeniem wód podziemnych przyjęto okres 25 lat jako rozgraniczenie pomiędzy wodami zagrożonymi w sposób istotny i mało zagrożonymi. Kryterium to zostało przyjęte za podstawowe przy klasyfikacji zagrożeń dla głównych zbiorników wód podziemnych — GZWP i wyznaczaniu obszarów ich szczególnej ochrony (Kleczkowski, 1990).

Podatność zbiorników wód podziemnych na zanieczyszczenia została uwzględniona również przy waloryzacji użytkowych poziomów wód podziemnych — UPWP (Paczyński, 1995). Podatność ujęto tu jednak nie w bezpośrednim nawiązaniu do czasu migracji wody, lecz wykorzystano kryterium stopnia izolacji poziomów użytkowych, tj. miąższości utworów słaboprzepuszczalnych w nadkładzie lub, w przypadku słabszego rozpoznania geologicznego, głębokości występowania użytkowej warstwy wodonośnej.

Również w przypadku opracowań w skalach szczegółowych — rodzaj i stopień izolacji głównego poziomu wodonośnego stanowi istotny element treści opracowywanych obecnie map hydrogeologicznych — *Mapa Hydrogeologiczna Polski (MHP)*. Jest on ustalany w zależności od miąższości utworów w nadkładzie warstwy wodonośnej i nawiązuje do założeń przyjętych dla mapy GZWP (*Instrukcja opracowania Mapy hydrogeologicznej Polski*, 1996).

Jak z powyższego wynika, najważniejszym — obok warunków hydrogeochemicznych — czynnikiem decydującym o wrażliwości warstwy wodonośnej na antropopresję jest czas dopływu. W przedziale wieku istotnym dla rozpatrywanych zagadnień (kilkadziesiąt lat) wyznaczenie tego parametru umożliwiła metoda trytowa.

Badania trytowe będące jedną z podstawowych metod wykorzystywanych w hydrogeologii izotopowej stosowane



Ryc. 2. Zmiany stężeń trytu w wodach podziemnych na drodze przepływu od strefy zasilenia (rok 1996 = 0)
Fig. 2. Changes of tritium concentrations according to groundwater residence time

są od kilkudziesięciu lat. Mimo od dawna dowiedzionych zalet tej metody, w Polsce stosuje się ją dość rzadko i niewiele jest opracowań, w których w pełni wykorzystano jej możliwości. Autorzy niniejszego artykułu są zdania, że badania trytowe powinny być obecnie powszechnie stosowane, zwłaszcza w odniesieniu do tych wód podziemnych, które mogą być narażone na zanieczyszczenie w wyniku antropopresji. Warto zatem przypomnieć podstawowe informacje dotyczące tej metody.

Wodór posiada trzy naturalne izotopy. Dwa z nich — prot (^1H) i deuter (^2H) są izotopami stabilnymi, natomiast tryt (^3H) jest promieniotwórczy. Czas połowicznego rozpadu tego izotopu wynosi $T_{1/2} = 12,43$ lat. Stężenie trytu w przyrodzie wyraża się umownie w jednostkach trytowych TU (*tritium units*). Jedna jednostka trytowa odpowiada 1 atomowi ^3H (trytu) na 10^{18} atomów zwykłego wodoru ^1H , co jest równoważne z 7,2 rozpadami na minutę na 1 dm^3 i odpowiada aktywności $3,2 \text{ pCi/dm}^3 = 0,12 \text{ Bq}$.

W warunkach naturalnych podstawowym źródłem pochodzenia trytu na Ziemi jest tzw. **produkcja kosmiczna**. Izotop ten w atmosferze Ziemi powstaje głównie pod wpływem promieniowania kosmicznego. Ilość trytu będąca w stanie równowagi w układzie, szybkość produkcji = szybkość rozpadu promieniotwórczego, wynosi 3–10 kg, z czego ponad 90% występuje w hydrosferze, natomiast mniej niż 10% w atmosferze.

W wyniku produkcji kosmicznej stężenie trytu w opadach atmosferycznych w okresie dotermodajdowym, a więc do 1952 r., wynosiła średnio 8–15 TU przy czym ekstremalne wartości oznaczonych stężeń wynosiły od 0,1 do 40 TU (w zależności od lokalizacji miejsca poboru próbki na Ziemi). Jednocześnie stwierdzono, że stężenie trytu w opadach było zmienne w przestrzeni i w czasie — wyraźnie wzrastało nad kontynentami, zwiększało się również wraz ze wzrostem szerokości geograficznej, zmniejszało się natomiast nad oceanami. W ciągu roku najwyższe stężenia trytu w opadach obserwowano wiosną i latem — minimum zawartości ^3H występowało w sezonie jesienno-zimowym (tzw. efekt sezonowy). Na obszarze Polski średnie stężenie trytu w tym czasie w opadach wynosiło ok. 5–10 TU.

W warunkach naturalnych tryt może również powstawać w warunkach podziemnych, w obrębie warstwy wodonośnej, tzw. produkcja wgłębna. Podziemna produkcja trytu występuje w skałach o wysokich zawartościach uranu, toru i litu (np. w granitach). Według Andrews i Kaya (1982) wody podziemne występujące w granitach zawierających 13,6 ppm

uranu, 16,0 ppm toru i 250–500 ppm litu, przy porowatości ośrodka skalnego ok. 1% mogą być wzbogacone o 0,5 TU. Nie jest to zatem produkcja znacząca, jednakże w niektórych strukturach geologicznych musi być brana pod uwagę.

Naturalny rozkład stężeń trytu na Ziemi został bardzo istotnie zmieniony w wyniku działalności człowieka (tzw. **produkcja antropogeniczna**). W okresie prowadzenia prób z bronią termojądrową, a więc w latach 1953–1963 do atmosfery zostały wprowadzone ogromne ilości trytu, powstającego podczas wybuchów nuklearnych. Szacuje się, że wybuch ładunku o sile 1 megatonu wprowadzał do atmosfery średnio ok. 1 kg trytu.

Okres prowadzenia prób z bronią jądrową można podzielić na dwa etapy. W pierwszym z nich, obejmującym lata 1953–1958 próbne wybuchy przeprowadzano z reguły na małych wysokościach przy czym były to próby z ładunkami o niewielkiej mocy. W efekcie wprowadzony do atmosfery tryt spowodował wzrost jego stężenia w opadach do ok. kilkuset jednostek trytowych. W następnym okresie, a zwłaszcza w latach 1961–1963 przeprowadzono znaczną liczbę próbnych wybuchów na dużych wysokościach i do atmosfery zostało wprowadzone ok. 400 kg sztucznego trytu (Ostlund & Fine, 1979). W latach tych zaobserwowano znaczny wzrost stężeń trytu w opadach atmosferycznych, przewyższających prawie o rząd wielkości najwyższe koncentracje trytu w opadach w latach pięćdziesiątych. W pojedynczych pomiarach stwierdzano stężenia trytu dochodzące do 10 000 TU.

Przerwanie prób z bronią jądrową w atmosferze spowodowało iż, począwszy od 1963 r., obserwuje się stałe obniżanie koncentracji trytu w opadach atmosferycznych. Obecnie na obszarze Polski stężenie trytu wyrażone jako wartość średnia w roku wynosi poniżej 20 TU i zbliża się do poziomu naturalnego. Zmiany stężeń trytu w opadach atmosferycznych w ostatnich 50 latach przedstawiono na ryc. 1.

Dopływ dużej ilości trytu do hydrosfery od 1953 r. stworzył dodatkowe możliwości wykorzystania oznaczeń ^3H w badaniach hydrogeologicznych i w ochronie środowiska. Dopływ ten, związany bezpośrednio z intensywnością prowadzenia prób z bronią jądrową miał charakter oddzielnych impulsów — zaznaczyły się one na krzywej rozkładu stężeń trytu w opadach atmosferycznych w postaci charakterystycznych pików wzrostu stężenia. Największe z tych pików odpowiadają okresom najintensywniejszych badań z bronią jądrową kiedy to niemal seryjnie prowadzono wybuchy nuklearne (lata 1953–1955, 1961–1963). Jest oczywiste, że impulsowe zmiany stężenia trytu w opadach atmosferycznych w wielu systemach wodonośnych znajdują swoje odbicie w postaci krzywych zmian stężeń ^3H na drodze przepływu od strefy zasilania (ryc. 2).

Tryt jest zatem krótkożyłowym izotopem promieniotwórczym wchodzącym w skład cząsteczki wody. W hydrogeologii wykorzystywany jest w badaniach zbiorników wód podziemnych mających bezpośredni kontakt z opadami atmosferycznymi. W interpretacji stosuje się modele wynikające z teorii transportu znaczników idealnych — obliczony czas jest najbliższy rzeczywistemu czasowi dopływu wody do warstwy wodonośnej.

Jak to już wspomniano powyżej określenie wrażliwości warstwy wodonośnej wymaga dość dokładnego rozpoznania budowy geologicznej. Jednakże zawsze istnieje pewien margines niepewności (czasami nawet znaczny) popełnienia błędu w ocenie.

Szczególnym przykładem możliwości dokonania niewłaściwej oceny wrażliwości warstwy wodonośnej na zanieczyszczenia antropogeniczne są wyniki badań tryto-

wych wykonanych w wodach eksploatowanych w otworze Zakopane IG 1. Jak wiadomo w otworze tym z utworów serii reglowej, występującej w tym miejscu pod utworami fliszu podhalańskiego o miąższości ponad 1000 m, wydobywane są niskozmineralizowane wody z głębokości 1550–1560 m. Zarówno budowa geologiczna tego obszaru, jak również odległość od strefy zasilania wskazywały na małą wrażliwość na antropopresję. Jednak wykonane jeszcze w latach 70. badania trytowe wykazały (Nowicki & Sołtyk, 1973), iż czas dopływu wód ze stref zasilania, przy ówczesnej wielkości eksploatacji, wynosił zaledwie kilka lat (6–13 lat, w zależności od przyjętego modelu obliczeniowego), co automatycznie kwalifikuje ten obszar jako bardzo wrażliwy na antropopresję. Powyższe dotyczy nie tylko warstw wodonośnych z przepływem szczelinowym, również na Niżu Polskim są znane obszary, gdzie mimo stosunkowo dużej głębokości (nawet powyżej 100 m) badania trytowe wskazują na krótki czas dopływu ze strefy zasilania.

Błędy w określeniu wrażliwości warstwy wodonośnej w wyniku złej oceny czasu dopływu można uniknąć wykonując oznaczenia trytu w badanych wodach podziemnych. Stwierdzenie obecności trytu w badanych wodach podziemnych oznacza dopływ po pierwszym okresie prowadzenia prób z bronią jądrową, a więc w czasie krótszym niż 45 lat. W celu wyznaczenia wieku wód, rozumianego jako czas przebywania wody w ośrodku skalnym, niezbędne jest wówczas wykonanie dalszych oznaczeń trytowych (zmiany w czasie) — zagadnienie to zostanie omówione w odrębnym artykule. W przypadku stwierdzenia wartości 0 TU (wody beztrytowe) oznacza to, że czas dopływu wód do miejsca poboru próbki z warstwy wodonośnej wynosi ponad 45 lat — wartość ta jest zbliżona do propozycji amerykańskiej. To proste i stosunkowo niedrogi oznaczenie dostarcza bardzo często, zdaniem autorów, bezpośredniej informacji o współczesnym zasilaniu i powinno być ono w znacznie większym stopniu wykorzystywane niż to jest obecnie.

Autorzy artykułu postulują zatem, aby określenie niską wrażliwość na antropopresję używać tylko w stosunku do wód podziemnych w których nie stwierdzono trytu. Odnosi się to do opracowań w których używane jest określenie wrażliwość na antropopresję jak również do obecnie opracowywanej *Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000*. Oznaczenia trytu powinny być również prowadzone w próbkach wód z otworów wchodzących w skład sieci monitoringu jakości wód.

Literatura

- ANDREWS J.N. & KAY R.L.E. 1982 — Nature, 298: 361–363.
 GOURC J.P. 1996 — [W:] Advances in Groundwater Pollution Control and Remediation. (Aral M.M.-ed.); NATO ASI Ser. 2, Environment, 9, Kluwer Academic Publishers.
Groundwater in the Eastern and Northern Europe, Natural Resources/Water Series 24 UN, 1990.
Guidebook on nuclear techniques in hydrology, 1983, Vienna: IAEA,
Instrukcja opracowania Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000, 1996, Państw. Inst. Geol.
 KLECZKOWSKI A.S. (red) 1990 — Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, Materiały C.P.B.P 04.10.09. AGH Kraków.
 NOWICKI Z. & SOŁTYK W. 1973 — Badania stężenia trytu w otworze Zakopane IG-1. Dokumentacja PH, Warszawa.
 OSTLUND H.G. & FINE R.A. 1979 — [W:] Behaviour of tritium in the environment. Proc. Symp. IAEA.
 PACZYŃSKI B. (red.) 1993 — Atlas Hydrogeologiczny Polski w skali 1 : 500 000, Państw. Inst. Geol..