

Wody infiltracji glacialnej w Europie — mit czy rzeczywistość

Kazimierz Rózański*, Andrzej Zuber**

Pomimo bogatego materiału doświadczalnego uzyskanego w wielu krajach europejskich, niektórzy autorzy kwestionują możliwość istnienia wód glacialnych w środkowej Polsce. Dlatego przedyskutowano warunki formowania się składu izotopowego wód podziemnych w Europie, a w szczególności w Polsce w czasie późnego glacjału. Podano składy izotopowe wód glacialnych na tle wód holocenijskich dla kilku regionów Polski.

Słowa kluczowe: wiek wód, izotopowy efekt klimatyczny, wody holocenijskie, wody glacialne, ostatnie zlodowacenie

Kazimierz Rózański & Andrzej Zuber — **Glacial infiltration in Europe — myth or reality.** *Prz. Geol.*, 48: 796–803.

Summary. In spite of abundant evidence gathered in number of European countries, some authors question the occurrence of glacial waters in central Poland. Formation of the isotope composition of groundwaters in Europe, and particularly in Poland during the Holocene and Late Glacial, is discussed. Examples of isotope composition of glacial and Holocene waters from several regions of Poland are presented.

Key words: water age, isotope climatic effect, Holocene water, glacial water, Last Glacial

Określanie wieku wód podziemnych, tzn. czasu przepływu od momentu infiltracji do miejsca poboru, ma duże znaczenie poznawcze i praktyczne. W szczególności jest ono istotne w takich zagadnieniach, jak opracowanie koncepcyjnego modelu systemu wód podziemnych, kalibracja lub weryfikacja numerycznego modelu hydrodynamicznego, czy też ocena odporności wód podziemnych na zanieczyszczenia antropogeniczne. Do bezpośredniego określania wieku wód służą niektóre radioaktywne izotopy środowiska (np. ^3H , ^{85}Kr i ^{14}C), trwałe izotopy wytwarzane *in situ* (np. ^3He , ^4He i ^{40}Ar) i antropogeniczne substancje śladowe zawarte w atmosferze (np. freony i SF_6). Wiek może też być określany pośrednio, tzn. w sensie okresu geologicznego o określonym klimacie w jakim zachodziło zasilanie, poprzez pomiar składu izotopowego wody ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) i stężenia rozpuszczonych w niej ciężkich gazów szlachetnych (Ne, Ar, Kr i Xe).

Ostatnio, Nowicki (1999) zakwestionował istnienie na obszarze środkowej Polski wód infiltracji z okresu zimnego klimatu przed holocenijskiego, opierając się głównie na teoretycznym wyliczeniu składu izotopowego opadów na terenie Polski w ciągu ostatnich 140 tys. lat. Praca ta wymaga krytycznego omówienia zarówno ze względu na błędną metodologię rekonstrukcji składu izotopowego opadów na terenie Polski, jak i ze względu na dyskusyjne założenie, popularne w niektórych środowiskach ponad 20 lat temu, przyjmujące całkowity brak zasilania wód podziemnych w okresach glacialnych w Europie, głównie wskutek istnienia wiecznej zmarzliny. Na przykład Dowgiałło (1971) wykluczył możliwość zasilania wód podziemnych w plejstocenie na obszarze Polski. Krytycznie trzeba się także ustosunkować do braku odniesień do światowej i krajowej literatury dokumentującej istnienie wód glacialnych.

Relacja między składem izotopów trwałych w opadach a klimatem

Podstawowym źródłem informacji o obserwowanej współcześnie zmienności czasowo-przestrzennej składu

izotopowego opadów w skali globalnej i regionalnej ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, stężenie trytu) jest światowa sieć stacji Międzynarodowej Agencji Energii Atomowej i Światowej Organizacji Meteorologicznej, działająca od początku lat sześćdziesiątych (IAEA, 1992; www.iaea.org/programs/ri/gnipmain.html). W Polsce, systematyczne pomiary składu izotopowego opadów prowadzone są od 1975 r. w Krakowie. Stacja ta należy do wyżej wspomnianej globalnej sieci IAEA/WMO.

Procesy kontrolujące skład izotopowy opadów w skali globalnej i regionalnej są stosunkowo dobrze rozpoznane i opisane (Dansgaard, 1964; Yurtsever & Gat 1981; Rózański i in., 1993). Skład izotopów trwałych w opadach ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) na danym obszarze jest funkcją wielu parametrów środowiskowych, opisywaną zwykle poprzez empiryczne zależności noszące nazwę „efektów” (efekt temperaturowy, efekt szerokościowy, efekt kontynentalny, efekt wysokościowy, efekt ilości opadu). Modelowanie procesów fizycznych, odpowiedzialnych za zróżnicowanie sezonowe składu izotopowego opadów w warunkach kontynentu europejskiego, pokazuje iż skład ten jest funkcją warunków panujących na obszarze północnego Atlantyku (temperatura powierzchni oceanu, wilgotność względna, prędkość wiatru), będącego podstawowym źródłem pary wodnej dla opadów formujących się nad Europą oraz różnicy temperatur między obszarami źródłowymi a miejscem opadu w głębi kontynentu, kontrolującej średni stopień zubożenia w parę wodną mas powietrza na swej drodze (Rózański i in., 1982; Sonntag i in., 1983; Rózański, 1987).

Empiryczny związek między lokalną temperaturą powietrza przy gruncie a składem izotopowym opadów w danym rejonie może być rozważany w oparciu o istniejącą bazę danych w trzech aspektach: a) jako zależność między długoterminowymi średnimi temperaturami powietrza i składu izotopowego dla różnych stacji danego rejonu, b) jako zależność między sezonowymi zmianami temperatury i składu izotopowego dla danego rejonu (stacji) oraz c) jako zależność między długoterminowymi fluktuacjami temperatury i składu izotopowego dla danego miejsca. Należy zwrócić uwagę, że współczynniki temperaturowe ($\Delta\delta^{18}\text{O}/\text{DT}$ i $\Delta\delta^2\text{H}/\text{DT}$) dla powyższych zależności różnią się znacznie. W przypadku $\delta^{18}\text{O}$ na kontynencie europejskim wynoszą one obecnie dla zależności typu: a, b i c

*Wydział Fizyki i Techniki Jądrowej AGH, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: rozanski@novell.ftj.agh.edu.pl

**Instytut Fizyki Jądrowej, ul. Radzikowskiego 152, 31-342 Kraków; e-mail: zuber@novell.ftj.agh.edu.pl

odpowiednio ok. $0,55\text{‰}^{\circ}\text{C}$, ok. $0,30\text{‰}^{\circ}\text{C}$ i ok. $0,65\text{‰}^{\circ}\text{C}$ (Róžański i in., 1992).

W celu wyliczenia składu izotopowego tlenu w opadach na terenie środkowej Polski dla ostatnich 140 tysięcy lat Nowicki (1999) użył relacji typu b, tj. empirycznej zależności między sezonowymi zmianami $\delta^{18}\text{O}$ opadów i temperatury (średnie miesięczne), wyznaczonej współcześnie dla trzech stacji europejskich (Stuttgart, Wiedeń i Moskwa) oraz rekonstrukcji średnich rocznych temperatur w środkowej Polsce, dokonanej przez Rotnickiego (1996). Użycie relacji typu b jest metodycznie błędne, gdyż dla jakiegokolwiek rekonstrukcji paleoklimatycznych najważniejsza jest relacja typu c. Nawet relacja typu c, wyznaczona w warunkach współczesnych, będzie słuszna tylko dla podobnego klimatu, tzn. dla holocenu i ewentualnie dla innych interglacjałów. Wynika to głównie z faktu, iż skład izotopowy oceanu w warunkach klimatu glacialnego różnił się znacząco od składu współczesnego. Ocenia się, że różnica ta w okresie maksymalnego zlodowacenia (ok. 20 tys. lat temu) wynosiła dla tlenu ^{18}O między 1 a $1,3\text{‰}$ (Shackleton, 1987; Schrag i in., 1996). Prowadzi to do przeważnie mniejszych i zmieniających się w czasie izotopowych współczynników temperaturowych ($\Delta d/\Delta T$) dla okresu przejścia z późnego glaciału do holocenu (okres od ok. 20 tys. do ok. 10 tys. BP), kiedy następowały duże zmiany w globalnej masie kriosfery. Jest to tylko jeden z czynników wymagających uwzględnienia przy próbie rekonstrukcji składu izotopowego opadów, sięgającego wstecz do innych warunków klimatycznych. Innym ważnym czynnikiem jest regionalna cyrkulacja atmosfery. Jej zmiana może powodować znaczące przesunięcia w głównych źródłach pary wodnej dla kontynentu, a co za tym idzie prowadzić do zmian zależności temperaturowej składu izotopowego opadów. Pełna ilościowa rekonstrukcja składu izotopowego opadów na kontynencie europejskim w okresie glacialnym będzie możliwa dopiero w ramach globalnych modeli cyrkulacji atmosfery i oceanu o odpowiednio wysokiej rozdzielczości przestrzennej, wyposażonych w rozbudowane moduły izotopowe.

Informację o składzie izotopowym opadów w warunkach klimatu glacialnego czerpiemy przede wszystkim z zapisów izotopowych zachowanych w rdzeniach lodowych Grenlandii i Antarktydy oraz zimnych lodowców kontynentalnych. Pokazują one przeważnie niższe wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ dla okresów glacialnych w porównaniu z okresami interglacialnymi. Obserwowana amplituda zmian $\delta^{18}\text{O}$ w okresie późny glaciał–holocen wynosi dla Środkowej Grenlandii ok. 7‰ (Groote i in., 1993) i ok. 5‰ dla Wschodniej Antarktydy (Jouzel i in., 1987). Dla kontynentu europejskiego zachowane zapisy izotopowe w lodowcach alpejskich nie sięgają późnego glaciału. Stąd, informacja o składzie izotopowym opadów w okresie glacialnym nad Europą może być czerpana tylko z archiwów pośrednich (wody podziemne, osady jeziorne, nacieki jaskiniowe). Choć nie ulega wątpliwości, że opady w okresie glacialnym były zubożone w ^{18}O i ^2H w porównaniu z holocenem, wielkość tego przesunięcia pozostaje sprawą otwartą.

Formowanie się składu izotopowego współczesnych wód infiltracyjnych

Skład izotopów trwałych ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) współcześnie formujących się wód podziemnych jest ogólnie funkcją nie

tylko składu izotopowego opadów na danym obszarze ale również warunków panujących w strefie infiltracji, tzn. głównie typu szaty roślinnej, a także miąższości i litologii strefy nienasyconej, rozkładu sezonowego intensywności opadów i rozkładu sezonowego temperatury.

W warunkach kontynentu europejskiego i klimatu umiarkowanego, obserwowana silna zmienność sezonowa $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ w opadach zostaje z reguły całkowicie wygaszona po ok. 2–4 latach przepływu (Małoszewski i in., 1983), a skład izotopowy wód podziemnych jest zazwyczaj w przybliżeniu równy średniemu składowi izotopowemu opadów, ważonemu ilością opadów na danym obszarze (Grabczak i in., 1984). Ta zasada jest zachowana nawet w rejonach w których intensywna ewapotranspiracja powoduje brak zasilania wód podziemnych w okresie letnim, gdyż rośliny pobierają również wodę zasilaną w okresie zimowym. W przypadku zasilania pośredniego, poprzez wody powierzchniowe lub przy intensywnym parowaniu z powierzchni gruntu, skład izotopowy wód podziemnych może znacznie różnić się od średniego składu opadów.

Identyfikacja współczesnych i glacialnych wód infiltracyjnych

W hydrogeologii izotopowej przez wody współczesne rozumie się zazwyczaj wody zasilane po rozpoczęciu prób termojądrowych w atmosferze, tzn. po 1954 r. Wody wcześniejsze nazywane są wodami holocenijskimi z ery przedbombowej, lub krótko holocenijskimi. W przypadku płytkiego występowania (do kilku m ppt), w systemach o swobodnym zwierciadle, identyfikacja wód holocenijskich nie następuje kłopotów, chociaż ich skład izotopowy może podlegać znacznemu zróżnicowaniu wskutek efektu sezonowego. W przypadku wód głębszych, skład izotopowy jest zazwyczaj w danym rejonie mało zróżnicowany i w większości krajów europejskich stosunkowo dobrze rozpoznany. Na przykład, dla obszaru Polski istnieją mapy wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ wód holocenijskich (d'Obryn i in., 1997). Pomocniczymi metodami, pozwalającymi określić bliżej wiek wód są rutynowe metody trytowa i radiowęglowa (Zuber, 1986). Ostatnio, coraz powszechniej stosowane są również metody oparte na pomiarze stężenia gazów szlachetnych w wodzie.

Rozpuszczalność ciężkich gazów szlachetnych (argon, krypton, ksenon) w wodzie silnie zależy od temperatury wody przy zastosowaniu neonu do wprowadzenia poprawki na nadmiar rozpuszczonego powietrza. Stąd, atmosferyczne gazy szlachetne rozpuszczone w wodach podziemnych w procesie infiltracji zawierają informację o temperaturze panującej na zwierciadle wód podziemnych, która często odpowiada średniej rocznej temperaturze powietrza. Na tej zasadzie jest oparta metoda określania paleotemperatur w oparciu o analizę stężenia gazów w wodach infiltracyjnych (Mazor, 1972; Stute & Schlosser, 1993). Tylko w bardzo szczególnych sytuacjach, dla wód silnie zmineralizowanych w pobliżu wysadów solnych, związek stężenia gazów szlachetnych z temperaturą zasilania może być zachwiany (Suckow & Sonntag, 1993). Stąd, niskie temperatury zasilania wyliczane ze stężenia gazów szlachetnych w wodach podziemnych są uważane za istotny parametr identyfikacyjny wód zasilanych w innych klimatach niż klimat współczesny, w tym szczególnie wód infiltracji glacialnej. Nadmiarowe stężenia ^4He i ^{40}Ar pozwalają w sprzyjających warunkach określić wiek wód,

Tab. 1. Znaczniki środowiska dla wybranych przykładów wód różnego wieku na obszarze Polski (dla wód współczesnych podano tryt w jednostkach trytowych, T.U.)

Miejsce	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰	^{14}C (lub tryt) % lub (T.U.)	NGT °C	^4He $10^{-6}\text{cm}^3/\text{g}$	Wiek	Literatura
Polska południowa							
Wap. malmu w rej. Krakowa, Iwiny	-10,1	-72	(5,8 T.U.)	7,8	0,03	W	Zuber i in., 1998
Wap. malmu w rej. Krakowa, Giebułtów	-10,0	-72	(15,1 T.U.)	8,8	0,32	W	Zuber i in., 1998
Wap. malmu w rej. Krakowa, Węgrzecz	-12,4	-87	0,0	3,6	1,59	G	Zuber i in., 1998
Kraków, ul. Kościuszki	-12,1	-85	1,5	2,6	2,18	G	Zuber i in., 1998
Kraków-Mateczny, Geo-2a	-10,4	-74	18,5	5,9	6,21	W+G	Zuber i in., 1998
Kraków-Mateczny, M-3	-12,1	-87	4,0	3,2	7,88	G	Zuber i in., 1998
Wieliczka, kom. F-2 (20m ³ /h)	-10,8	-78	1,4	–	–	G	Zuber i in., 2000a
Kopalnia Olkusz, utw. permu	-11,4	-82	–	–	–	G	Grabczak i in., 1991
Kopalnia Olkusz, utw. permu	-11,6	-83	–	–	–	G	Grabczak i in., 1991
KWK Jaworzno	-9,8	-68	(49-153 T.U.)	–	–	W	Grabczak & Zuber, 1983
KWK Jaworzno (Tama 3, 215 m)	-10,7	–	14,4	–	–	G	Grabczak & Zuber, 1983
KWK Jaworzno, gł. ok. 450 m	-11,3	-78	–	–	–	G	Pluta & Zuber, 1995
Węglany triasu późn. GZW, Sadowie	-10,3	-72	–	9,7	0,003	W	w opracowaniu
Węgl. triasu późn. GZW, Miasteczko, 4	-10,0	-73	–	9,0	0,004	W	w opracowaniu
Węglany triasu późn. GZW, Rększowice	-10,4	-75	–	4,2	1,06	G	w opracowaniu
Węgl. triasu późn. GZW, Ligota Woźn.	-12,1	-83	4,2	–	–	G	Rózkowski, 1993
Węglany triasu późn. GZW, Romanów	-12,1	-86	0,0	–	–	G	Rózkowski, 1993
Węgl. triasu późn. GZW, Lubliniec	-11,1	-81	–	4,1	1,36	G	w opracowaniu
Węgl. triasu późn. GZW, Lubl., S1	-11,2	–	3,1	–	–	G	Rózkowski, 1993
Polska południowo-zachodnia							
Granity Karkonoszy, Cieplice, 3 studnie	-9,4	-66	–	–	–	W	Ciężkowski i in., 1992; Zuber i in., 1995
Granity Karkonoszy, Cieplice, nr 6	-10,4	-73	4,5	3,5	68,5	G	Ciężkowski i in., 1992; Zuber i in., 1995
Granity Karkonoszy, Cieplice, odw. C-2	-10,3	-71	1,1	0,0	234	G	Ciężkowski i in., 1992; Zuber i in., 1995
Opole, ul. Oleska, otw. 2b	-9,4	-69	(2 T.U.)	8,4	0,08	W	w opracowaniu
Wrocław, Grobla 2	-11,2	-80	–	3,0	5,8	G	w opracowaniu
Opole, otw. 7c	-10,6	-78	–	2,9	0,81	G	w opracowaniu
Ozimek, Hut-Rad	-10,7	-74	–	1,0	4,43	G	w opracowaniu
Polska środkowa							
Piaski olig. niecki maz., Ryki	-9,9	-69	18,8	5,9	0,05	H	Zuber i in., 1997b; Zuber i in., 2000b
Piaski olig. n. maz., Góra Kalwaria	-10,4	-75	2,5	0,4	0,69	G	Zuber i in., 1997b; Zuber i in., 2000b
Piaski olig. n. maz., Piaseczno, MZK	-10,5	-76	–	0,5	0,39	G	Zuber i in., 1997b; Zuber i in., 2000b
Piaski olig. n. maz., W-wa, Wolska 45	-10,2	-75	–	2,1	0,53	G	Zuber i in., 1997b; Zuber i in., 2000b
Piaski olig. n. maz., W-wa, PiG	-10,4	-75	4,5	1,0	0,46	G	Zuber i in., 1997b; Zuber i in., 2000b
Piaski olig. n. maz., Błonie, OSM	-10,2	-76	2,4	2,3	0,75	G	Zuber i in., 1997b; Zuber i in., 2000b
Piaski olig. n. maz., Sochaczew, st. 2	-10,0	-74	–	4,9	1,69	G	Zuber i in., 1997b; Zuber i in., 2000b
Kop. Soli Kłodawa, w. 106 na gł. 600 m	-11,0	-80	–	–	–	G	Zuber i in., 2000a
Polska północna							
Łeba, piaski czwartorzędowe, IMGW-2	-9,7	-66	42,5	–	–	H	Kwaterkiewicz i in.
Łebieniec 1, piaski czwartorzędowe	-9,9	-67	23,2	–	–	W+H	Kwaterkiewicz i in.
Łeba, piaski czwartorz., IMGW-1	-11,5	-84	7,0	–	–	G	Kwaterkiewicz i in.
Łeba, piaski czwartorz., Rybmar-1a	-11,2	-82	3,0	–	–	G	Kwaterkiewicz i in.
Dźwiżyno, lias, gł. 75 m	-10,4	-74	–	1,1	2,33	G	w opracowaniu; Krawiec, 1999
Kreda gdańska, Malbork St.4	-9,0	-64	4,5	0,3	1,30	H-G?	w opracowaniu
Kreda gdańska, Elbląg, K-4, 3B	-11,1	-87	8,0	3,8	10,4	G	w opracowaniu
Kreda gdańska, Świbno	-12,0	-85	–	2,2	1,56	G	w opracowaniu
Kreda gdańska, Lipce, K-1	-10,1	-69	9,5	2,6	0,14	H-G?	w opracowaniu
Kreda gdańska, Jurata, st. 5, st. 7	-13,9	-101	2,5	0,0	20,1	G	w opracowaniu
Kreda gdańska, Hel, st. 1	-11,2	-79	–	0,0	33,8	G	w opracowaniu

NGT oznacza temperaturę zasilania określoną ze stężeń gazów szlachetnych; klasyfikacja „wieku” wody: W — współczesna, H — holocenska, G — glacialna

lub przynajmniej jakościowo odróżniać w danym systemie wody starsze od młodszych.

Do wód infiltracji glacialnej zalicza się takie wody które mają następujące charakterystyki znacznikowe: (a) składy izotopowe (tzn. wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$) bardziej ujemne niż średnie wartości składów izotopowych wody współczesnej infiltracji na tym samym obszarze (Grabczak & Zuber, 1983), z wykluczeniem możliwości zarówno

odległego zasilania na znacznie wyższych wysokościach, jak i zasilania brzegowego przez górskie rzeki; (b) stężenie ^{14}C w rozpuszczonych związkach nieorganicznych bądź w związkach organicznych niższe od ok. 20 pmc (procent węgla współczesnego), przy czym podanie ścisłej granicy nie jest możliwe z uwagi na procesy nie związane z rozpadem węgla ^{14}C , mogące zaniżyć jego stężenie w rozpatrywanym systemie (Fontes, 1992; Małoszewski & Zuber,

1991); (c) temperatury zasilania wyliczone ze stężeń gazów szlachetnych znacząco niższe od aktualnej średniej rocznej temperatury powietrza na danym obszarze i niższe niż wyznaczone dla wód holocenijskich w tym samym systemie wodonośnym; (d) stężenia nadmiaru ^4He wyraźnie wyższe niż stężenia obserwowane dla wód holocenijskich w tym samym systemie wód podziemnych. Pomocniczymi czynnikami identyfikacji wód glacialnych może być znaczna głębokość występowania i/lub znaczna odległość od znanego lub domniemanego obszaru zasilania, jak również występowanie tych wód poniżej wód infiltracji holocenijskiej, ale w kontakcie hydraulicznym z tymi wodami.

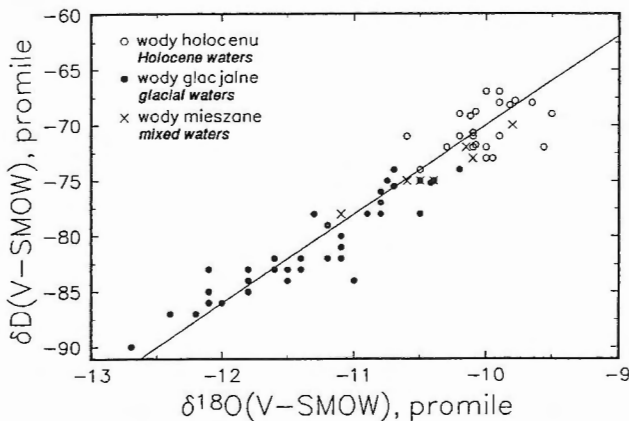
W praktyce hydrogeologicznej wody glacialne są identyfikowane najczęściej w oparciu o skład izotopów trwałych i warunki występowania. Inne metody znacznikowe są stosowane pomocniczo, a ich zgodność jakościowa lub ilościowa, z oszacowanym wiekiem przed holocenijskim służy dla wzmocnienia hipotezy, względnie do jej zakwestionowania. W pewnych przypadkach wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ nie są decydującymi (p. dyskusja poniżej). Mimo, że w pewnych publikacjach podawany jest wiek ^{14}C w tysiącach lat, ze zróżnicowania tych wieków w okresie powyżej 10 tys. lat nie wyciąga się zazwyczaj wniosków ilościowych ze względu na zasadniczo zmienione warunki zasilania w stosunku do holocenu. Charakter metody ^{14}C wymusza zazwyczaj obliczanie wieku modelem przepływu tłokowego, który daje najniższe wartości (Zuber, 1986), czyli często zaniżone. Tak więc, w zakresie wieków powyżej 10 tys. lat, mierzone stężenie ^{14}C (pmc) służy głównie do interpretacji jakościowej.

W ciągu ostatnich trzydziestu lat, w oparciu o powyższe kryteria, zidentyfikowano wiele systemów wód podziemnych w których zachowały się wody infiltracji glacialnej. Początkowo, identyfikacja ta opierała się jedynie na analizie izotopów trwałych i zawartości radiowęglu (Grabczak & Zuber, 1983; Różański, 1985). Obecnie, dla wielu tych systemów zostały określone temperatury infiltracji w oparciu o pomiar gazów szlachetnych. W Europie zidentyfikowano wody infiltracji glacialnej w Wielkiej Brytanii (Darling i in., 1997), Francji (Blavoux & Olive, 1981; Blavoux i in., 1993; Dray i in., 1998), Niemczech (Rudolph i in., 1984; Bertleff i in., 1993; Weise & Stichler,

1997), Austrii (Zojer, 1992), Węgrzech (Stute, 1989; Deak i in., 1987; Deak & Coplen, 1999), Rumunii (Tenu i in., 1981) i na terenie Polski.

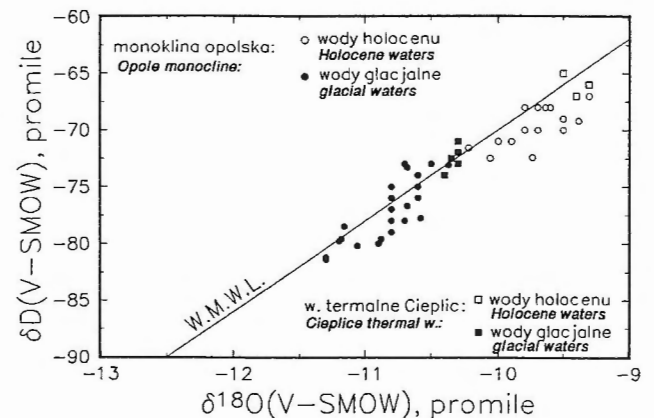
Wielkość przesunięcia w składzie izotopowym tlenu między wodami sklasyfikowanymi jako wody infiltracji glacialnej a wodami holocenijskim wynosi w Europie od ok. 0,5 do ok. 2,5‰, a więc znacznie mniej niż ok. 5 ‰ oszacowane przez Nowickiego (1999). Proponowane przez Nowickiego (1999) bezpośrednie odwzorowywanie wyliczonych przez niego zmian w składzie izotopowym opadów nad Polską w okresie glacialnym na zmiany składu izotopowego wód podziemnych jest nie do przyjęcia. Po pierwsze, nie ma żadnej pewności czy omówiona powyżej, a obserwowana obecnie w Europie ogólna relacja między składem izotopowym opadów i formujących się wód podziemnych jest zachowana również dla warunków klimatu glacialnego. Z uwagi na znaczną amplitudę wahań sezonowych $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ w opadach, nawet stosunkowo niewielkie przesunięcie proporcji opadu zimowego i letniego w infiltrującej wodzie może powodować znaczące zmiany składu nowo formującej się wody podziemnej. Dla warunków glacialnych można przeważnie spodziewać się większego udziału opadów letnich a więc częściowej redukcji przesunięcia izotopowego występującego w opadach w okresie późny glacjał–holocen. Po drugie, przesunięcie izotopowe obserwowane w opadach może podlegać redukcji w systemach podziemnych z uwagi na występujące zjawisko makrodyspersji hydrodynamicznej (Stute & Schlosser, 1993). Z drugiej jednak strony, pokazany dalej znaczny rozrzut składów izotopowych wód glacialnych wskazuje na znaczne zróżnicowania warunków formowania się tych składów w okresie przejścia późny glacjał–holocen.

Dotyychczasowe badania pokazały, iż przesunięcie izotopowe może nie wystąpić w wodach infiltracji glacialnej w systemach wód podziemnych zlokalizowanych nad brzegami oceanów (Plummer, 1993; Carreira i in., 1996), bądź w rejonach, gdzie nastąpiła radykalna zmiana cyrkulacji atmosferycznej (Stute & Talma, 1998). Podobnie wzbogacenie izotopowe związane z procesem parowania może zniwelować przesunięcie izotopowe wywołane zmianą klimatu dla systemów zasilanych w okresie glacialnym głównie przez wody powierzchniowe (jeziora, bagna i rzeki).



Ryc. 1. Przykłady składów izotopowych wód holocenijskich, mieszanych i glacialnych dla obszaru Polski południowej, pokazujące wyraźny klimatyczny efekt izotopowy (referencje w teście i tab. 1)

Fig. 1. Examples of isotopic composition of Holocene, glacial and mixed waters in southern Poland showing a distinct climatic effect (references in text and Table 1)



Ryc. 2. Przykłady składów wód holocenijskich i glacialnych w Polsce południowo-zachodniej, pokazujące wyraźny klimatyczny efekt izotopowy (referencje w teście i tab. 1)

Fig. 2. Examples of isotopic composition of Holocene and glacial waters in south-west Poland showing a distinct climatic effect (references in text and Table 1)

Obok infiltracji glacialnej kontrolowanej lokalnymi opadami należy rozważyć możliwość zasilania systemów podziemnych wodami z topniejącego lądolodu skandynawskiego u schyłku ostatniego zlodowacenia, na obszarach spływu tych wód. Skład izotopowy lądolodu skandynawskiego nie jest znany. Porównanie z lądolodem rozciągającym się na podobnej szerokości geograficznej na kontynencie północnoamerykańskim pozwala przypuszczać iż średnie składy izotopowe obu czasów lodowych były podobne. Zapisy izotopowe zachowane w osadach ogromnego jeziora wytopiskowego funkcjonującego w późnym glacialu na przedpolu lądolodu laurentyńskiego (jezioro Agassiz) sugerują wartość $\delta^{18}\text{O}$ ok. 25‰ jako typową dla wód topniejącego lądolodu (Remeda i in., 1993). W Europie, jak dotychczas zidentyfikowano tylko jeden system podziemny, położony na wybrzeżu Bałtyku w Estonii, w którym najprawdopodobniej zachowała się woda z topniejącego lądolodu skandynawskiego, w którym najniższe wartości $\delta^{18}\text{O}$ wynoszą ok. $\lambda - 23\text{‰}$ (Vaikmae i in., 1999). Obecność tych wód wynika ze specyficznej budowy geologicznej systemu i sprzyjających warunków jego zasilania w okresie wytapiania się lądolodu skandynawskiego.

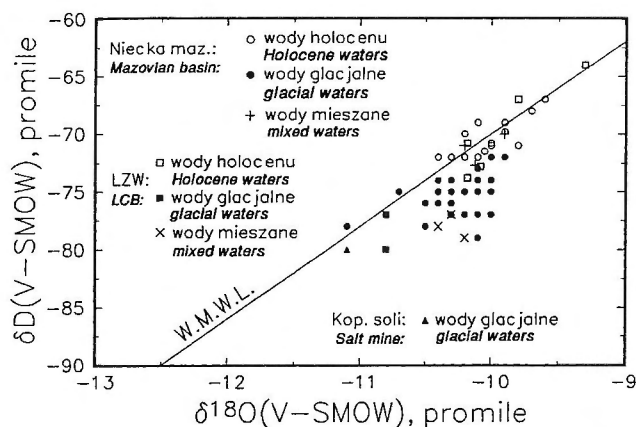
Zagadnienie wiecznej zmarzliny na terenie Polski w okresie ostatniego zlodowacenia

Nowicki (1999), opierając się głównie na wynikach rekonstrukcji klimatu w Polsce Środkowej dokonanej przez Rotnickiego (1996), stwierdza iż „występowanie ciągłej, wiecznej zmarzliny pod koniec plejstocenu, wstrzymało lub w bardzo poważnym stopniu ograniczyło procesy infiltracji na terenie Polski”, co wymaga krytycznego omówienia.

Po pierwsze, rekonstrukcja średnich rocznych temperatur i elementów bilansu wodnego dla Polski Środkowej w okresie ostatnich 140 tys. lat, zaproponowana przez Rotnickiego (1996) jest wysoce dyskusyjna. Polegała ona na bezpośrednim zaadoptowaniu krzywej temperaturowej wyznaczonej przez Guiota (1990) dla rejonu Wogezów we Francji, wyznaczonej w oparciu o spektra palinologiczne zapisane w osadach wydmy Grand Pile oraz skonstruowane przez niego funkcje korelacyjne między spektrami

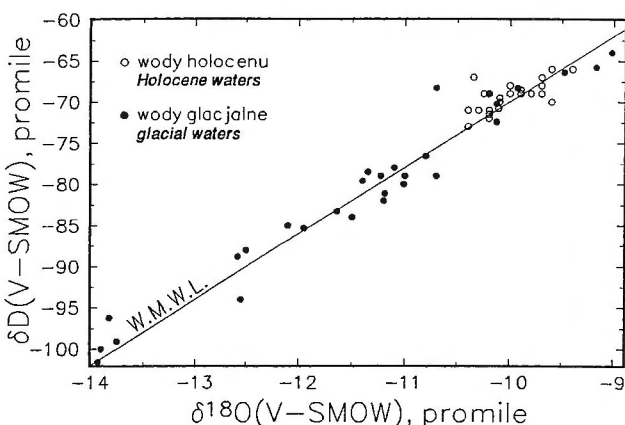
pyłkowymi i elementami klimatu, wyznaczone dla warunków współczesnych. Jest to więc rekonstrukcja oparta na mechanicznym przeniesieniu rekonstrukcji dokonanej dla innego typu klimatu na warunki polskie. Ponadto, nie ma żadnej pewności, iż funkcje korelacyjne wyznaczone przez Guiota obowiązują również dla klimatu glacialnego. Stąd, ilościowe rekonstrukcje elementów klimatu oparte o dane palinologiczne należy traktować z dużą ostrożnością.

Po drugie, badania utworów czwartorzędowych na obszarze Polski wyraźnie wskazują na znaczne zróżnicowanie warunków klimatycznych w przedziale czasowym obejmowanym metodą radiowęglową a więc w okresie środkowego, górnego i późnego glacialu (od ok. 50 do 10 tys. lat temu). Zróżnicowanie to związane było niewątpliwie z dynamiką lądolodu skandynawskiego w tym okresie. Chronologia cofania się czoła lądolodu skandynawskiego w późnym glacialu w Polsce i Europie jest dość dokładnie poznana (Mojski, 1993). Opuścił on wybrzeże Polski ok. 15 tys. lat temu. Wyniki modelowania dynamiki lądolodu skandynawskiego oraz zasięgu stref nieciągłej i ciągłej zmarzliny dla ostatnich 70 tys. lat (Boulton i in., 1995, 1996) wyraźnie wskazują na ograniczony zasięg czasowy maksymalnego zlodowacenia i związany z nim rozwojem ciągłej wiecznej zmarzliny. Był to okres między ok. 22 i 17 tys. lat temu. Według tej rekonstrukcji, w okresie środkowego i górnego glacialu (od ok. 50 tys. do ok. 25 tys. lat BP) południowy zasięg lądolodu pokrywał się z grubszą z jego zasięgiem w okresie późnego glacialu i praktycznie nie występowała na południe od Bałtyku ciągła wieczna zmarzlina. Były natomiast warunki do występowania okresowo nieciągłej wiecznej zmarzliny, która nie wyklucza aktywnej infiltracji. Badania osadów dolin rzecznych w Polsce Środkowej, a w szczególności w obrębie odkrywki bełchatowskiej (Manikowska, 1996), wskazują na fazę spokojnej sedymentacji w warunkach klimatu peryglacialnego, mniej surowego i stosunkowo wilgotnego w okresie 45–20 tys. lat BP, zakończonego fazą maksymalnie chłodną (ok. 20–15 tys. lat BP), z następującą po niej fazą intensywnej erozji w okresie późnego glacialu (ok. 15–10 tys. lat BP). Również wyniki datowań nacieków z jaskiń Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej (Pazdur i in., 1996, 1999) wyraźnie wskazują na brak aktywnej infiltracji tylko w okresie ok.



Ryc. 3. Przykłady składów izotopowych wód holocenijskich, mieszanych i glacialnych w pasie Polski centralnej, pokazujące wyraźny klimatyczny efekt izotopowy z częściowym odparowaniem niektórych wód (referencje w teście i tab. 1)

Fig. 3. Examples of isotopic composition of Holocene, glacial and mixed waters in the belt central Poland showing a distinct climatic effect with evaporation effects in some cases (references in text and Table 1)



Ryc. 4. Przykłady składów izotopowych wód holocenijskich i glacialnych w Polsce północnej, pokazujące wyraźny klimatyczny efekt izotopowy z pewnymi wyjątkami (referencje w teście i tab. 1)

Fig. 4. Examples of isotopic composition of Holocene and glacial waters in northern Poland showing a distinct climatic effect with several exceptions (references in text and Table 1)

20–15 tys. lat BP. Występowanie w Polsce licznych udokumentowanych czasowo jezior i torfowisk w okresie późnego glaciału (Kuc i in., 1993; Goslar i in., 1993, 1999; Żurek & Pazdur, 1999) także świadczy o istnieniu warunków dla aktywnego zasilania wód podziemnych.

Podsumowując należy stwierdzić, iż poza okresem odpowiadającym maksimum ostatniego zlodowacenia (ok. 22–17 tys. lat BP), na terenie Polski istniały warunki do aktywnego zasilania systemów podziemnych wodami opadowymi. Natomiast nieobecność wód podziemnych o ekstremalnie niskich wartościach $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ sugeruje, iż w okresie cofania się czoła lodowca do obecnej linii Bałtyku (okres między ok. 20 i 15 tys. lat temu) zasilanie wodami z topniejącego lądolodu w strefach spływu tych wód nie było możliwe z powodu ciągłej wiecznej zmarzliny.

Wody infiltracji glacialnej na terenie Polski

Przykłady występowania wód glacialnych na obszarze Polski można znaleźć w szeregu prac (Grabczak & Zuber, 1985; Dowgiałło & Frączek 1990; Zuber i in., 1990; Ciężkowski i in., 1992; Rózkowski, 1993; Piekarek-Jankowska, 1994), chociaż nie zawsze z wyraźnym stwierdzeniem ich glacialnego wieku. Do wód glacialnych można również zaliczyć wody znalezione w niektórych kopalniach węgla (Grabczak & Zuber, 1983; Pluta & Zuber, 1995) i soli (Zuber i in., 2000a). W przypadkach głęboko posadowionych, odosobnionych i małych systemów wodnych, ani analizy ^{14}C ani inne kosztowne metody nie są stosowane, a wiek glacialny jest domniemany jedynie w oparciu o skład izotopowy wody. W ten sposób do wód glacialnych można też zaliczyć niektóre szczawy karpackie (Ciężkowski & Zuber, 1997; Zuber i in., 1999), gdzie ze względu na bogate występowanie węgelnego CO_2 inne metody znacznikowe zawodzą. W niektórych dużych systemach zostały zastosowane także metody gazów szlachetnych w ramach współpracy międzynarodowej (Ciężkowski i in., 1992; Zuber i in., 1993, 1995, 1997a,b, 1998, 2000b).

W tabeli I podane są wybrane przykłady występowania wód glacialnych na obszarze Polski. Wody z wapieni malmu w rejonie Krakowa były wrywkowo badane na wychodniach, gdzie zachodzi szybki przepływ wód współczesnych i bardziej szczegółowo pod miąższymi osadami ilów mioceńskich wypełniających rów krzeszowicki. Z danych zawartych w tabeli widać, że na zasilanie w klimacie chłodniejszym od klimatu holocenu wskazują nie tylko wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$, ale i niskie temperatury zasilania wyznaczone ze stężeń gazów szlachetnych (wartości NGT, czyli *noble gas temperatures*), a niskie zawartości ^{14}C i wysokie stężenia ^4He wskazują na przed-holocenijski wiek tych wód. Podobnie wody mineralne Matecznego w Krakowie są w dominującym stopniu wodami glacialnymi.

Dopływy wody glacialnej do Kopalni Soli Wieliczka z zasobnych warstw chodenickich zostały stwierdzone w szeregu wyciekach z których najbardziej reprezentatywnym jest wyciek w komorze F-2 o wydajności początkowej ok. 20 m³/h. Dopływy z utworów permu w Kopalni Olkusz zostały pokazane raczej jako ciekawostka, gdyż nie reprezentują one dużego systemu wodnego. Nieco większą objętość zajmują przypuszczalnie wody glacialne dopływające do KWK Jaworzno.

Glacialny wiek wód zawartych w utworach węglanowych triasu północnego GZW nie budzi jednak żadnych wątpliwości (tab. 1). Wody te znajdują się dalej od wychodni i okien hydrogeologicznych niż wody współcze-

sne i starsze wody holocenijskie z zachowaniem ciągłości wiekowej zasilania. Na ryc. 1 jest pokazany izotopowy efekt klimatyczny dla większości badanych wód obszaru od GZW do Wieliczki.

Również obecność wód glacialnych w utworach węglanowych monokliny opolskiej nie budzi wątpliwości (tab. 1), chociaż ze względu na litologię nie badano stężeń ^{14}C . Wody tej monokliny wykazują ciągłość procesów zasilania od wód współczesnych, do starszych wód holocenijskich i glacialnych, a nawet interglacialnych oraz przed czwartorzędowych (Ciężkowski i in., 1989). Niskie temperatury (NGT) i wysokie stężenia ^4He wskazują jednoznacznie na dominujący wiek glacialny wód.

Wody termalne Cieplic mogą budzić pewne wątpliwości, gdyż ich lekkie składy izotopowe i niskie temperatury zasilania mogą być wynikiem efektu wysokościowego. Jednak bardzo wysokie stężenia ^4He i ^{40}Ar (nie pokazane w tab. 1) jednoznacznie wskazują na przedholocenijski wiek tych wód (Ciężkowski i in., 1992; Zuber i in., 1993; Zuber & Ciężkowski, 1997). Na ryc. 2 pokazano izotopowy efekt klimatyczny występujący dla większości badanych wód z południowo-zachodniej Polski.

Wody w piaskach oligocenu środkowej części niecki mazowieckiej (tab. 1) są inaczej interpretowane przez Dowgiałło i Nowickiego (1997) oraz Zuber i in. (1997b, 2000b) i stanowią przypuszczalnie źródło wątpliwości Nowickiego (1999). Stąd podjęta przez tego autora próba zakwestionowania istnienia infiltracji glacialnej. Wyniki analiz gazów szlachetnych, wprawdzie nieliczne, wskazują na temperatury zasilania charakterystyczne dla zimnego klimatu. Stąd, Zuber i in. (1997b, 2000) przyjęli dominującą obecność tego typu wód w tym systemie. Na obecność wód glacialnych w środkowej Polsce wskazuje również dopływ z anhydrytu głównego w Kopalni Soli Kłodawa oraz dane z północnego LZW (Grabczak & Zuber, 1985). Na ryc. 3 pokazano izotopowy efekt klimatyczny dla obszaru Polski Środkowej, z widocznym efektem częściowego odparowania wód dla wód niecki mazowieckiej (odchylenia w prawo od światowej linii opadów, WMWL).

Istnienie wody wieku glacialnego nie budzi wątpliwości w przypadku piaszczystego poziomu dolnoplejstoceńskiego w rejonie Łeby. Podobnie woda w Dźwizynie na zachodnim wybrzeżu jest wodą glacialną. Jednak najciekawsze przykłady pochodzą z piasków kredy gdańskiej, gdzie średnie wartości składów izotopowych wód współcześnie zasilanych wynoszą odpowiednio dla tlenu i wodoru ok. $-9,9\text{‰}$ i -69‰ (d'Obryn i in., 1997). Z podanych 6 wód, cztery (Elbląg, Świbno, Jurata i Hel) są wg rezultatów wszystkich zastosowanych metod wodami zasilanymi w zimnym klimacie. Wody z Malborka i Lipiec początkowo były interpretowane jako holocenijskie, głównie w oparciu o skład izotopowy (Sadurski, 1989; Zuber i in., 1990). Jednak niskie wartości ^{14}C oraz nowsze dane dotyczące temperatur zasilania i ^4He sugerują wiek glacialny. Na ryc. 4 są pokazane składy izotopowe większości wód glacialnych i wybranych wód holocenijskich z Polski północnej. Częściowe pokrywanie się składów izotopowych niektórych domniemanych wód glacialnych i wód holocenijskich w piaskach kredy gdańskiej jest wyjątkiem, który nie jest zrozumiałym na obecnym etapie badań.

Wbrew stwierdzeniom Nowickiego (1999) brak jest w literaturze polskiej datowań wód nie związanych z interpretacją oznaczeń składu izotopowego. Problemem jest natomiast jakość tej interpretacji i waga przypisywana

rezultatom różnych metod w przypadku niezbyt spójnych rezultatów.

Podsumowanie

Obecność wód infiltracji glacialnej na obszarze Europy i poza nią jest we współczesnej hydrogeologii niekwestionowanym faktem, często wykorzystywanym w rozwiązywaniu różnorodnych zagadnień o charakterze poznawczym i aplikacyjnym. Metody znaczników środowiskowych odegrały decydującą rolę w identyfikacji tych wód. Ogromny materiał zgromadzony w ciągu ostatnich trzydziestu lat dla terenu Polski, tylko częściowo zaprezentowany w niniejszym artykule, jednoznacznie pokazuje, iż wody infiltracji glacialnej są stosunkowo częstym zjawiskiem na terenie kraju i ich obecność nie może być ignorowana.

Literatura

- BERTLEFF B., ELLWANGER D., SENKLER C., EICHINGER L., TRIMBORN P. & WOLFENDALE N. 1993 — Interpretation of hydrochemical and hydroisotopical measurements on palaeogroundwaters in Oberschwaben, South German Alpine Foreland, with focus on Quaternary geology. *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. IAEA, Vienna: 337–357.
- BLAVOUX B., DRAY M., FEHRI A., OLIVE P., GRÖNING M., SONNTAG C., HAUQUIN J.P., PELLISIER G. & POUCHAN P. 1993 — Paleoclimatic and hydrodynamic approach to the Aquitaine basin deep aquifer (France) by means of environmental isotopes and noble gases. *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. IAEA, Vienna: 307–319.
- BLAVOUX B. & OLIVE P. 1981 — Radiocarbon dating of the aquifer confined in the Lower Triassic sandstones of the Lorraine region, France. *Jour. Hydrol.*, 54: 167–183.
- BOULTON G.S., CABAN P.E. & van GIJSEL K. 1995 — Groundwater flow beneath ice sheets: part I — large scale patterns. *Quatern. Sc. Rev.*, 14: 545–562.
- BOULTON G.S., CABAN P.E. & van GIJSEL K., LEIJNSE A., PUNKARI M. & van WEERT F.H.A. 1996 — The impact of glaciation on the groundwater regime of Northwest Europe. *Global and Planetary Change*, 12: 397–413.
- CARREIRA P.M., MONGE SOARES A.M., MARQUES DA SILVA M.A., ARAGUAS-ARAGUAS L. & RÓŻAŃSKI K. 1996 — Application of environmental isotope methods in assessing groundwater dynamics of an intensively exploited coastal aquifer in Portugal. *Isotope Techniques in Water Resources Management*. IAEA, Vienna: 45–59.
- CIĘŻKOWSKI W., GRABCZAK J., KRYZA J., POPRAWSKI L., WITCZAK S. & ZUBER A. 1989 — Izotopowe badania wody i cyrkulacji wód monokliny i depresji polskiej. *Pr. Nauk. Inst. Geotechn. Politech. Wrocł.*, 58: 409–418.
- CIĘŻKOWSKI W., GRÖNING M., LEŚNIAK P.M., WEISE S.M. & ZUBER A. 1992 — Origin of thermal waters in Cieplice Spa inferred from hydrochemical, isotope and noble gas data. *Jour. Hydrol.*, 140: 89–117.
- CIĘŻKOWSKI W. & ZUBER A. 1997 — Wstępne dane o wodach glacialnych w niektórych ujęciach wód leczniczych Beskidu Sądeckiego. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, 8, (red.) J. Górski & E. Liszkowska.
- WIND, J. Wojewoda, Wrocław: 327–329.
- DANSGAARD W. 1964 — Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436–468.
- DARLING W.G., EDMUNDS W.M. & SMEDLEY P.L. 1997 — Isotopic evidence for palaeowaters in the British Isles. *Applied Geochemistry*, 12: 813–829.
- DEAK J. & COPLEN T.B. 1999 — Isotope hydrogeology studies on the Great Hungarian Plain. *Isotope Techniques in Water Resources Development and Management*. IAEA, Vienna: 213–214.
- DEAK J., STUTE M., RUDOLPH, J. & SONNTAG C. 1987 — Determination of the flow regime of Quaternary and Pliocene layers in the Great Hungarian Plain (Hungary) by D, ¹⁸O, ¹⁴C and noble gas determination. *Isotope Techniques in Water Resources Development*. IAEA, Vienna: 335–350.
- DOWGIAŁŁO J. 1971 — Studium genezy wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Polski północnej. *Biul. Geol. UW*, 13: 133–224.
- DOWGIAŁŁO J. & FRĄCZEK E. 1990 — An attempt at the interpretation of new data on the Hel Spit hydrology, Poland. *Proceedings, 11th Salt Water Intrusion Meeting*, (red.) B. Kozerski & A. Sadurski. *Wyd. Politech. Gdańskiej, Gdańsk*: 5–14.
- DOWGIAŁŁO J. & NOWICKI Z. 1997 — Badania izotopowe wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych regionu mazowieckiego — dotychczasowe wyniki i dalsze potrzeby. [In:] *Oligoceński zbiornik wód podziemnych regionu mazowieckiego*, (red.) J. Dowgiałło & A. Macioszczyk. *Wyd. PAN, Warszawa*: 104–117.
- DRAY M., FEHRI A., JUSSERAND C. & OLIVE P. 1998 — Placlic indicators deduced from isotope data in the main French aquifers. *Isotope Techniques in the Study of Environmental Change*. IAEA, Wiedeń: 683–692.
- FONTES J.C.H. 1992 — Chemical and isotopic constraints on ¹⁴C dating of groundwater. *Radiocarbon after Four Decades*, (red.) R.E. Taylor, A. Long & R.S. Kra. *Springer Verlag, New York*: 242–261.
- GOSLAR T., BAŁAGA K., ARNOLD M., TISNERAT N., STARNAWSKA E., KUŹNIARSKI M., CHRÓST L., WALANUS A. & WIĘCKOWSKI K. 1999 — Climate-related variations in the composition of the Lateglacial and Early Holocene sediments of Lake Pespilno (eastern Poland). *Quatern. Sc. Rev.*, 18: 899–911.
- GOSLAR T., KUC T., RALSKA-JASIEWICZOWA M., RÓŻAŃSKI, K., ARNOLD, M., BARD, E., van GEEL B., PAZDUR M.F., SZEROCZYŃSKA, K., WICIK, B. WIĘCKOWSKI K. & WALANUS A. 1993 — High-resolution lacustrine record of the late glacial/Holocene transition in Central Europe. *Quatern. Sc. Rev.*, 12: 287–294.
- GRABCZAK J., MAŁOSZEWSKI P., RÓŻAŃSKI K. & ZUBER A. 1984 — Estimation of the tritium input function with the aid of stable isotopes. *Catena*, 16: 105–114.
- GRABCZAK J., MOTYKA J. & ZUBER A. 1991 — Skład izotopowy i pochodzenie słonych wód w permie północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Współcz. Probl. Hydrogeol.* *Wyd. SGGW-AR, Warszawa*: 305–307.
- GRABCZAK J. & ZUBER A. 1983 — Isotope composition of waters recharged during the Quaternary in Poland. *Freiberger Forschungshefte*, C388: 93–108.
- GRABCZAK J. & ZUBER A. 1985 — Stabilnyje izotopy kak instrument dlja wozrastnoj stratifikacji głubinych wod w Lublinskim Ugolnym Miestorożdienji. *Wodnyje Resursy*, 5: 173–178.
- GROOTES P.M., STUIVER M., WHITE J.W.C., JOHNSEN S.J. & JOUZEL J. 1993 — Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 552–554.
- GIJOT J. 1990 — Methodology of the last climate cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeography, Palaeoclim., Palaeoecol.*, 80: 49–69.
- IAEA, 1992 — Statistical treatment of environmental isotope data in precipitation. *Tech. Rep. Ser. 331*, IAEA, Vienna.
- JOUZEL J., LORIUS C., PETIT J.R., GENTHON C., BARKOV N.I., KOTLYAKOV V.M. & PETROV V.N. 1987 — Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle. *Nature*, 329: 403–408.
- KRAWIEC A. 1999 — Badania izotopowe i chemiczne wód podziemnych zachodniego półwyspu Polski. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, 9, (red.) S. Krajewski & A. Sadurski. *Państw. Inst. Geol.*: 165–171.
- KUC T., RALSKA-JASIEWICZOWA M., GOSLAR T., RÓŻAŃSKI K. & NORYSKIEWICZ B. 1993 — Evolution of climate in central Europe during Late Glacial and Holocene: evidence from isotope and palynological records in lacustrine sediments of Polish lakes. [In:] *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. IAEA, Vienna: 433–443.
- KWATERKIEWICZ A., SADURSKI A. & ZUBER A. 1999 — Wiek wód podziemnych rejonu Łęby i geneza ich zasolenia. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, 9, (red.) S. Krajewski & A. Sadurski. *Państw. Inst. Geol.*: 187–193.
- MAŁOSZEWSKI P., RAUERT W., STICHLER W. & HERRMANN A. 1983 — Application of flow models in an Alpine catchment area using tritium and deuterium data. *Jour. Hydrol.*, 66: 319–330.
- MAŁOSZEWSKI P. & ZUBER A. 1991 — Influence of matrix diffusion and exchange reactions on radiocarbon ages in fissured carbonate rocks. *Water Resour. Res.*, 27: 1937–1945.
- MANIKOWSKA B. 1996 — Dwueyklicznosc ewolucji środowiska peryglacialnego w Polsce środkowej podczas wistulianu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 97–106.
- MAZOR E. 1972 — Paleotemperatures and other hydrological parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters, Jordan Rift Valley, Israel. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36: 1321–1336.

- MOJSKI J.E. 1993 — Europa w plejstocenie. Polska Agencja Ekologiczna.
- NOWICKI Z. 1999 — Skład izotopowy wód infiltrujących w późnym plejstocenie i holocenie na obszarze Polski centralnej. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, 9, (red.) S. Krajewski & A. Sadurski. Państw. Inst. Geol.: 259–266.
- d'OBYRN K., GRABCZAK J. & ZUBER A. 1997 — Mapy składów izotopowych infiltracji holocenijskiej na terenie Polski. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, 8, (red.) J. Górski & E. Liszkowska. WIND, J. Wojewoda, Wrocław: 331–333.
- PAZDUR A., GOSLAR T., GRADZIŃSKI M. & HERCMAN H. 1999 — Zapis zmian hydrologicznych i klimatycznych w obszarach krasowych Polski południowej na podstawie badań izotopowych. [In:] *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*, (red.) A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski & L. Starkel. WIND, J. Wojewoda, Wrocław: 157–174.
- PAZDUR A., GOSLAR T., MICHCZYŃSKA, J., MICHCZYŃSKI A. & PAWLYTA J. 1996 — Chronometria radiowęglowa w badaniach czwartorzędu w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 135–154
- PIEKAREK-JANKOWSKA H. 1994 — Zatoka Pucka jako obszar drenażu wód podziemnych. *Wyd. Uniw. Gdańskiego*.
- PLUMMER L.N. 1993 — Stable isotope enrichment in palaeowaters of the southeast Atlantic coastal plain. *US. Science*, 262: 2016–2020.
- PLUTA I. & ZUBER A. 1995 — Origin of brines in the Upper Silesian Coal Basin (Poland) inferred from stable isotope and chemical data. *Appl. Geochem.*, 10: 447–460.
- REMEDA V.H., CHERRY J.A. & EDWARDS T.W.D. 1993 — Oxygen isotope variations in clay aquitards in the western glaciated plains of North America. *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. IAEA, Vienna: 381–395.
- ROTNICKI K. 1996 — Możliwość retrodykcji składowych dawnego bilansu wodnego i jego zmian w ostatnim cyklu interglacjalno-glacjalnym na podstawie danych paleobotanicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 153–159
- RÓŻAŃSKI K. 1985 — Deuterium and oxygen-18 in European groundwaters — links to atmospheric circulation in the past. *Chem. Geol.*, 52: 349–363.
- RÓŻAŃSKI K. 1987 — Izotopy trwałe tlenu i wodoru w atmosferycznej części cyklu hydrologicznego. *Zesz. Nauk. Akad. Góm.-Hut.*, 1098, Fizyka, 10.
- RÓŻAŃSKI K., ARAGUAS-ARAGUAS L & GONFIANTINI R. 1992 — Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 258: 981–985.
- RÓŻAŃSKI K., ARAGUAS-ARAGUAS L & GONFIANTINI R. 1993 — Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*. Geophysical Monograph, 78, American Geophysical Union, Washington DC: 1–37.
- RÓŻAŃSKI K., SONNTAG CH. & MÜNNICH K.O. 1982 — Factors controlling stable isotope composition of modern European precipitation. *Tellus*, 34: 142–150.
- RÓŻKOWSKI A. 1993 — Periglacial waters within the Muschelkalk aquifer in southern Poland. *Kras i Speleologia*, 16, Proceedings of the Silesian University, 1334: 23–30.
- RUDOLPH J., RATH H.U. & SONNTAG C. 1984 — Noble gases and stable isotopes in ¹⁴C — dated palaeowaters from Central Europe and the Sahara. *Isotope Hydrology 1983*. IAEA, Vienna: 467–481.
- SADURSKI A. 1989 — Górnokredowy system wód podziemnych Pomorza Wschodniego. *Zesz. Nauk. AGH*, 1324, Geol., 46.
- SCHRAG P.D., HAMPT G. & MURRAY D.W., 1996 — Pore fluid constraints on the temperature and oxygen isotopic composition of the glacial ocean. *Science*, 272: 1930–1932.
- SHACKLETON N.J. 1987 — Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quatern. Sc. Rev.*, 6: 183–190.
- SONNTAG CH., RÓŻAŃSKI K., MÜNNICH K.O. & JAKOB H. 1983 — Variations of deuterium and oxygen-18 in continental precipitation and groundwater and their causes. [In:] *Variations in the Global Water Budget*, (red.) A. Street-Perrot i in. D. Reidel Publishing Company: 107–124.
- STUTE M. 1989 — Edelgase im Grundwasser — Bestimmung von Paläotemperaturen und Untersuchung der Dynamik von Grundwassersystems. PhD Thesis, University of Heidelberg.
- STUTE M. & SCHLOSSER P. 1993 — Principles and applications of the noble gas paleothermometer. [In:] *Climate Change in Continental Isotopic Records*. Geophysical Monograph, 78, American Geophysical Union, Washington DC: 89–101.
- STUTE M. & TALMA A.S. 1998 — Glacial temperatures and moisture transport regimes reconstructed from noble gases and $\delta^{18}\text{O}$, Stampriet aquifer, Namibia. *Isotope techniques in the Study of Environmental Change*. IAEA, Vienna: 307–321.
- SUCKOW A. & SONNTAG C. 1993 — The influence of salt on the noble gas thermometer. *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. IAEA, Vienna: 307–319.
- TENU A., CONSTANTINESCU T., DAVIDESCU F., NUTI S., NOTO P. & SQUARCI P. 1981 — Research on the thermal waters of the Western Plain of Romania. *Geothermics*, 10: 1–28.
- YURTSEVER Y. & GAT J. 1981 — Atmospheric waters. *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*, (red.) J.R. Gat & R. Gonfiantini. Techn. Rep. Ser. No. 210, IAEA, Vienna: 103–142.
- VAIKMAE R., KAUP E., MARTMA T. SAVITSKI L. & VALLNER L. 1999 — Identification of glacial meltwater in the cambrian-vendian aquifer system (north Estonia) using isotope composition of groundwater. *Isotope Techniques in Water Resources Development and Management*. IAEA, Vienna: 189–190.
- WEISE S.M. & STICHLER W. 1997 — Edelgasisotopen-Methoden als Werkzeug zur Untersuchung tieferreichender Grundwasser-Fliebsysteme am Beispiel des süddeutschen Molassebeckens. *Beiträge zur Hydrogeologie*, 48: 69–79.
- ZOJER H. 1992 — Identification of palaeowaters by means of environmental isotope correlation. *Isotope Techniques in Water Resources Development*. IAEA, Vienna: 625–627.
- ZUBER A. 1986 — Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 2, (red.) P. Fritz & J. Ch. Fontes. Elsevier, Amsterdam.
- ZUBER A. & CIĘŻKOWSKI W. 1997 — Regional parameters of some fissured aquifers in the Bohemian Massif obtained from environmental tracer data. *Acta Universitatis Wratisl.*, 2052, *Hydrogeol*: 181–197.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W., DULIŃSKI M. & GRABCZAK J., 1999 — Wieki i położenie obszarów zasilania wód mineralnych Krynicy oszacowane ze zmian czasowych stężeń trytu oraz wartości $\delta^{18}\text{O}$ i δD . *Prz. Geol.*, 47: 574–583.
- ZUBER A., GRABCZAK J. & GARLICKI A. 2000a — Catastrophic inflows to Polish salt mines as related to the origin of water determined isotopically. *Environ. Geol.*, 39: 299–311.
- ZUBER A., KOZERSKI B., SADURSKI A., KWATERKIEWICZ A. & GRABCZAK J. 1990 — Origin of brackish waters in the Quaternary aquifer of the Vistula delta. *Proceed., 11th Salt Water Intrusion Meeting*, (red.) B. Kozerski & A. Sadurski. *Wyd. Politech. Gdańskiej*, Gdańsk: 249–262.
- ZUBER A., MOTYKA J., OSENBRÜCK K., WEISE S.M. & GRABCZAK J. 1998 — Odporność na zanieczyszczenia antropogeniczne wód w wapieniach malmu rejonu Krakowa, określona metodami znaczników środowiska. [In:] *Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych*, A.T. Jankowski (red.). *Wyd. Uniw. Śl.*, Katowice: 268–277.
- ZUBER A., OSENBRÜCK K., WEISE S.M., GRABCZAK J. & CIĘŻKOWSKI W. 1993 — Gazy szlachetne i ich stosunki izotopowe w wodach termalnych Łąka Zdroju i Cieplice Śląskich Zdroju. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, 6, (red.) L. Poprawski & T. Bocheńska. *Wyd. Sudety*, Wrocław: 151–156.
- ZUBER A., WEISE S.M., OSENBRÜCK K., GRABCZAK J. & CIĘŻKOWSKI W. 1995 — Age and recharge area of thermal waters in Łądek Spa (Sudeten, Poland) deduced from environmental isotope and noble gas data. *Jour. Hydrol.*, 167: 327–349.
- ZUBER A., WEISE S.M., OSENBRÜCK K. & MATEŃKO T. 1997a — Origin and age of saline waters in Busko Spa (southern Poland) determined by isotope, noble gas, and hydrochemical methods: Evidence of interglacial and pre-Quaternary recharge. *Applied Geochem.*, 12: 643–660.
- ZUBER A., WEISE S.M., OSENBRÜCK K., PAJNOWSKA H. & GRABCZAK J. 1997b — Wstępne określenie wieku i temperatury zasilania wód w piaskach oligocenu niecki mazowieckiej metodami gazów szlachetnych. *Współcz. Probl. Hydrogeol.*, 8, (red.) J. Górski & E. Liszkowska. WIND, J. Wojewoda, Wrocław: 409–411.
- ZUBER A., WEISE S.M., OSENBRÜCK K., PAJNOWSKA H. & GRABCZAK J. 2000b — Origin and age of water in the Oligocene of the Mazovian basin (Poland) indicated by environmental tracers. *Jour. Hydrol.*, 233: 174–188.
- ŻUREK S. & PAZDUR A. 1999 — Zapis zamian paleohydrogeologicznych w rozwoju torfowisk Polski. [In:] *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*, (red.) A. Pazdur, A. Bluszcz, W. Stankowski & L. Starkel. WIND, J. Wojewoda, Wrocław: 215–228.