

**Aneta Sapińska-Śliwa\*, Aleksandra Lewkiewicz-Małysa\*,  
Bogumiła Winid\***

**WODY TERMALNE UNIEJOWA  
W ŚWIETLE INTERPRETACJI  
WSKAŹNIKÓW HYDROCHEMICZNYCH\*\***

**1. WPROWADZENIE**

Uniejów położony jest w centralnej części Niżu Polskiego w synklinorium mogileńsko-lódzkim. W 1969 roku w ramach „Projektu badań geologicznych w rejonie Ponętów – Gostynin”, którego celem było zbadanie utworów kredowych i jurajskich, wykonano otwór badawczy Koło IG-3 [6]. Otworem tym ujęte zostały wody termalne. W roku 1978 w miejscowości Ostrowsko wykonano odwiert hydrogeologiczny Uniejów IGH-1, który zapoczątkował rozpoznawanie geologiczno-złożowe zasobów wód termalnych w rejonie Uniejowa. Kolejne odwierty geotermalne Uniejów PIG/AGH-1 i Uniejów PIG/AGH-2 zostały wykonane w latach 1990/91 [4].

W roku 2001 ciepło pozyskane z wody termalnej zaczęto dostarczać do miejskiej sieci ciepłowniczej. Instalacja geotermalna oparta była o dublet, a następnie od roku 2004 o triplet otworów (dwa odwierty pracują jako chłonne). Eksploatacja wody termalnej z odwiertu Uniejów PIG/AGH-2 może odbywać się samoczynnie (źródło artezyjskie) albo za pomocą pomp głębinowej. Ciepło uzyskane z wody termalnej wykorzystywane jest do ogrzewania budynków i przygotowywania ciepłej wody użytkowej, jak również do ogrzewania basenów. Woda termalna ponadto wykorzystywana jest w balneologii i rekreacji oraz służy promocji miasta, zasilając miejskie fontanny [15].

**2. GEOLOGICZNE I HYDROGEOLOGICZNE  
WARUNKI WYSTĘPOWANIA WÓD TERMALNYCH W UNIEJOWIE**

Sedymentacyjny basen mezozoiczno-neogeński na Niżu Polskim z wieloma poziomami wodonośnymi został rozpoznany pod względem geotermalnym przy okazji licznych

---

\* Wydział Wiertnictwa, Nafty i Gazu AGH, Kraków

\*\* Praca wykonana w ramach badań statutowych w roku 2011

wierceń poszukiwawczych. W rejonie Uniejowa były to otwory wiertnicze:: Uniejów PIG/AGH-1, Uniejów PIG/AGH-2, Uniejów IGH-1, Uniejów-1, Wilczyca-1, Madeje Stare IG-1, Sarnów IG-1, Wartkowice-3, Wartkowice-2, Wartkowice-1, Poddębice PIG-2, Poddębice IG-1 i Koło IG-4 [1].

W rejonie Uniejowa występują utwory permu-cechsztynu, triasu, jury, kredy, neogenu i czwartorzędu. Szczegółowa budowa geologiczna została opisana przez Bojarskiego, Sokołowskiego [4]; Bentkowskiego i in. [1, 2].

Otwory, którymi ujęto wodę termalną w rejonie Uniejowa, są zlokalizowane niemal w linii prostej o kierunku SW-NE. Odległość pomiędzy otworami skrajnymi (Uniejów PIG/AGH-2 i Uniejów IGH-1) wynosi 1950 m. Otwory Uniejów PIG/AGH-2 i Uniejów PIG/AGH-1 oddalone są o 1120 m. Głębokość odwiertów wynosi od 2031,0 m p.p.t dla odwiertu Uniejów PIG/AGH-2 do 2254,0 m p.p.t dla odwiertu Uniejów IGH-1. Strop skały zbiornikowej zapada lekko w kierunku południowo-wschodnim. Odwierty ujmują wodę termalną z utworów piaszczystych należących do kredy dolnej. W profilach otworów Uniejów PIG/AGH-1 i Uniejów PIG/AGH- poziomy wodonośne występują w utworach: czwartorzędowych, neogeńskich, kredy górnej (wapień i margle) i kredy dolnej (piaski, piaszczystki).

Warstwę wodonośną, z której ujmowane są wody termalne, budują utwory kredy dolnej. Są to piaszczystki kwarcowe, jasnoszare, różnoziarniste ze żwirem, we fragmentach gruboziarniste przeważnie o spoiwie ilastym, średnio zwięzłe, przechodzące ku spągowi w piaszczystki drobnoziarniste i bardzo drobnoziarniste, jasnoszare, zwięzłe o spoiwie ilasto-krzemionkowym, z wkładkami mułowca ciemnoszarego i czarnego. W stropie utworów kredy dolnej współczynnik porowatości efektywnej wynosi 18–20%. Wartości współczynników porowatości efektywnej i całkowitej różnią się nieznacznie, co świadczy to o dużej łączności hydraulicznej porów. W partii spągowej porowatość efektywna jest nieco mniejsza. Porowatość całkowita piaszczystek według badań laboratoryjnych dla otworu Uniejów IGH-1 wynosi 9,53–27,37%, a porowatość efektywna 7,62–19,01%. W otworach Uniejów PIG/AGH-1 i PIG/AGH-2 przepuszczalność w piaszczystkach dolnokredowych jest znacznie większa niż w otworze Uniejów IGH-1. Przepuszczalność równoległa w partii stropowej wynosi około  $0,197 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$ , miejscami dochodzi do  $0,296 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$ , a w jednym miejscu (otwór Uniejów PIG/AGH-1 – 1 924,3 m) osiąga nawet  $0,355 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$ . W tym interwale, tj. 1920–1944 m, w większości przepuszczalność prostopadła jest większa od przepuszczalności równoległej. Może to świadczyć o występowaniu mikroszczelin [4].

Z analizy materiałów geofizycznych wynika, że najlepszymi własnościami zbiornikowymi charakteryzują się piaszczystki kredy dolnej zalegające w interwale 1919,5–2012,5 m (otwór Uniejów PIG/AGH-1). Stanowią one najlepszy poziom kolektorski, chociaż w obrębie tego poziomu obserwuje się także zróżnicowania wartości współczynnika porowatości od 11% w stropie do 15–17% w niższych partiach. W piaszczystkach zalegających w interwale 2012,5–2041,5 m w otworze Uniejów PIG/AGH-1 obserwuje się podwyższoną zawartość substancji ilastej, miejscami z wytrąceniami i wkładkami skał ilastych. Zawartość węgla wapnia w piaszczystkach waha się od 0,0 do 2,8% [1, 2, 3, 4].

Ciśnienie w głębokich otworach sugeruje występowanie naturalnego regionalnego przepływu wewnątrz warstwy wodonośnej generalnie w kierunku z południowego-wschodu na północny-zachód [7, 9].

Według Bojarskiego i Sokołowskiego [4] w rejonie Uniejowa występuje minimalna tendencja ruchu wód w kierunku południowo-wschodnim. Strop kredy dolnej zapada się w kierunku południowo-wschodnim, natomiast poziomy piezometryczne obniżają się w kierunku południowo-wschodnim, co zostało udokumentowane wartościami poziomów piezometrycznych w otworach w Uniejowie. Wskazuje to na minimalny ruch od głębszej do płytszej części synklinorium. Oznacza to istnienie odwrotnego kierunku przepływu wód w układzie lokalnym na tle przepływu regionalnego, który został przedstawiony w licznych publikacjach [7, 8, 9]. Inne dokumentacje nie potwierdzają istnienia takiego przepływu, a wykonane analizy zakładają kierunek naturalnej filtracji zgodny z kierunkiem regionalnym.

Wody termalne w Uniejowie są typu chlorkowo-sodowego o mineralizacji około 6,8–8,8 g·dm<sup>-3</sup> [1]. Wody z poszczególnych otworów różnią się nieznacznie składem chemicznym. Mineralizacja ogólna wody rośnie w kierunku północno-zachodnim. Obserwuje się w tym kierunku wzrost procentowy zawartości jonu chlorkowego związany z jednoczesnym spadkiem zawartości jonu wodorowęglanowego. Przedstawione zmiany składu chemicznego wody ujętej trzema otworami wiertniczymi są częściowo związane z głębokością występowania utworów wodonośnych. Odległość między otworami skrajnymi Uniejów PIG/AGH-2 i Uniejów IGH-1 wynosi 1950 m i różnica zalegania stropu warstwy wodonośnej wynosząca 60 m nie jest adekwatna do różnicy w mineralizacji wody z tych otworów wynoszącej około 23%. Wzrost mineralizacji w kierunku północno-zachodnim może być spowodowany dodatkowo ascenzyjnym zasilaniem głębszych poziomów dolnokredowych [4].

### 3. WSKAŹNIKI HYDROCHEMICZNE I Dyskusja ich wartości

Wzajemne relacje między jonami mogą być wyrażane przez niemianowane wielkości liczbowe zwane wskaźnikami hydrochemicznymi. Stosunki między jonami, przedstawiane są przeważnie w miliwalach choć analizowane są także ilorazy wagowe niektórych składników wód. Wskaźniki są wykorzystywane np. do analizy porównawczej wód różnych poziomów, przy klasyfikacji wód, a także przy poszukiwaniach złożowych.

Na podstawie analiz chemicznych wód termalnych ujęć Uniejów PIG/AGH-2, Uniejów PIG/AGH-1 (wykonanych w latach 1990–2006) [1, 2, 3, 4, 10, 11] i Uniejów IGH-1 (wykonanych w latach 1979–2005) [1, 2, 3, 4] policzono wzajemne relacje między jonami. Należy zaznaczyć, że mała ilość danych umożliwiających interpretację zmian wskaźników hydrochemicznych sprawiła, że niemożliwe było zastosowanie metod analizy statystycznej.

Wskaźnikami hydrochemicznymi, które mogą świadczyć o warunkach krążenia wód, strefach zasilania i procesach wymiany jonowej, są między innymi wskaźniki:  $\frac{rNa^+}{rCl^-}$ ,  $\frac{rHCO_3^-}{rCl^-}$ .

W strefach związanych z naturalnym obiegiem wody nośnikiem jonów są węglany, których koncentracja wzrasta podczas drogi przepływu wraz z procesem rozpuszczania  $\text{CaCO}_3$ . Zawartość  $\text{HCO}_3^-$  wzrasta do momentu nasycenia  $\text{CaCO}_3$ , ale jednocześnie wzrasta także zawartość  $\text{Cl}^-$ . W pewnym momencie drogi przepływu, koncentracja chlorków będzie dalej rosła przy stałej wartości  $\text{HCO}_3^-$ . Dlatego wskaźnik  $r \frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Cl}^-}$  może być miernikiem długości drogi przepływu od strefy zasilania. Wartości wskaźnika  $r \frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Cl}^-}$  wynoszące poniżej 1 mogą świadczyć o utrudnionym kontakcie z aktywną strefą wymiany lub o wodach pochodzących z głębszych partii poziomów wodonośnych [14].

Podczas procesu wymiany jonowej wzrasta w wodzie zawartość jonów  $\text{Ca}^{2+}$  kosztem  $\text{Na}^+$  lub odwrotnie w zależności od kierunku procesu. Kierunek procesu wymiany jonowej zależy od stężenia roztworu przy mieszaniu (wypieraniu wód) ma następujący przebieg: woda o wysokiej zawartości  $\text{Na}^+$  wpływająca do strefy skał o mniejszym zasoleniu zawierających w kompleksie sorpcyjnym  $\text{Ca(X)}$  będzie wymieniać  $\text{Na}^+ \rightarrow \text{Ca(X)}$ . W wyniku tego powstaje woda typu chlorkowo-wapniowego (według klasyfikacji Sulina). Na podstawie wartości wskaźników  $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$  i  $r \frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+}{\text{Mg}^{2+}}$  wody termalne Uniejowa można zakwalifikować do typu Cl-Ca (według klasyfikacji Sulina). W procesie wypierania wód słodkich przez wody zasolone wartości wskaźnika  $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$  będą małe, natomiast przy wypieraniu wód słonych przez wody zwykłe wartości tego wskaźnika będą rosły [19]. Wartości wskaźnika  $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-} < 1$  mogą świadczyć o wymianie  $\text{Na}^+$  na  $\text{Ca}^{2+}$ . Proces ten ma miejsce na przykład podczas przeobrażenia wód w zamkniętych, głębokich strukturach geologicznych. W wodach związanych ze złożami ropy i gazu wartość wskaźnika  $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$  wynosi  $< 0,85$ . Do oceny zastępowania w wodzie jonów  $\text{Na}^+$  i  $\text{K}^+$  jonami  $\text{Ca}^{2+}$  i  $\text{Mg}^{2+}$  wykorzystywany jest wskaźnik wymiany zasad  $r \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{Cl}^-}$  [5, 17]. Przy założeniu, że w początkowym stadium procesu przeobrażeń powinno być w wodzie tyle samo moli  $\text{Cl}^-$  i  $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ , na skutek procesów wymiany zmniejszy się ilość  $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$  i wskaźniki osiągną wartości dodatnie ponieważ  $\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+) > 0$ . Nie dotyczy to początkowego stadium przeobrażeń dla wód sedymentacyjnych, dlatego woda morska ma wartości dodatnie wskaźników wymiany zasad dodatnie mimo braku wymiany jonowej. Malejące następnie wartości wskaźników wymiany zasad mogą świadczyć o wymianie w kierunku przeciwnym zastępowaniu jonów  $\text{Ca}^{2+}$  i  $\text{Mg}^{2+}$  jonami alkalicznymi.

Procesy zachodzące w głębokich strukturach geologicznych można interpretować, analizując wartości wskaźników  $r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}}$ ,  $r \frac{\text{Ca}^{2+}}{(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)}$ . Wskaźnik  $r \frac{\text{Ca}^{2+}}{(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)}$  jest wykorzystywany przy badaniu procesów zachodzących w basenach sedymentacyjnych i głębokich strukturach geologicznych. Podczas reakcji dolomityzacji, która polega na za-

stępowaniu wapnia w kalcycie przez magnez wzrasta zawartość  $\text{Ca}^{2+}$  w płynie rezydualnym i w rezultacie wartość tego wskaźnika wzrasta do wartości powyżej 1. Wskaźnikiem, którego wartość zmienia się w wyniku procesów dolomityzacji jest wskaźnik  $\frac{r\text{Ca}^{2+}}{r\text{Mg}^{2+}}$ , wartości powyżej 2 są charakterystyczne dla solanek wapniowych, ale mogą też być wynikiem rozpuszczania  $\text{CaCO}_3$  lub  $\text{CaSO}_4$ .

Wskaźnik  $r \frac{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}{\text{Na}^+ + \text{K}^+}$  w wodach wodorowęglanowych wynosi około 1, w warunkach wód głębokiego krążenia jego wartość obniża się [14].

Ważnym parametrem hydrochemicznym wykorzystywanym przy określaniu genezy wód zasolonych jest zawartość jonów  $\text{Br}^-$ . i obliczenie wskaźnika wagowego  $\frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$ . Solanki o wartości wskaźnika  $\frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$  do 400 określa się jako pierwotne, od 400 do 1000 jako wody mieszane, natomiast powyżej 1000 jako wody o wtórnym zasoleniu [17].

Wartości wskaźników hydrochemicznych dla wód termalnych z odwiertów Uniejowa wraz z komentarzem ich wartości przedstawiono w tabelach 1–3. Przy interpretacji wskaźników wykorzystano badania i sugestie zawarte między innymi w pracach [12, 13, 14, 16, 18].

**Tabela 1**

Wartości wskaźników hydrochemicznych dla wody termalnej w Uniejowie dla odwiertu Uniejów PIG/AGH-2 (opracowanie własne z wykorzystaniem [1, 2, 3, 4, 10, 11])

	1990	2000	2001	2005	2006
$r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$	1,03	0,93	0,90	0,95	0,90
	Możliwa wymiana Na na Ca				
$r \frac{\text{Cl}^-}{\text{anionów}}$	0,93	0,94	0,94	0,94	0,95
	Woda morska, solanka lub ewaporaty				
$r \frac{\text{SO}_4^{2-} \cdot 100}{\text{Cl}^-}$	1,92	1,76	1,70	1,81	1,65
	Kontakt z wodami infiltracyjnymi utrudniony				
$r \frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}}$	0,23	0,24	0,24	0,21	0,24
	Wietrzenie wapieni lub dolomitów lub rozpuszczanie min. wapniowych				
$r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Ca} + \text{HCO}_3^-}$	0,58	0,58	0,57	0,61	0,67
	Wietrzenie kalcytu, ale również innych minerałów zawierających Ca				
$r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Ca} + \text{SO}_4^{2-}}$	16,89	14,90	15,16	17,20	16,21
	Pochodzenie Ca inne niż z rozpuszczania gipsu				

Tabela 1 cd.

	1990	2000	2001	2005	2006
$r \frac{(Ca^{2+} + Mg^{2+})}{SO_4^{2-}}$	4,80	4,87	5,00	4,83	5,14
Nie zachodzi rozpuszczanie siarczanów i dedolomityzacja					
$r \frac{SiO_2}{Na^+ + K^+ - Cl^-}$	*	-0,09	-0,05	*	*
Nie zachodzi wietrzenie skał przesyconych krzemionką, ani zawierających minerały żelazisto magnezowe, możliwa wymiana kationowa					
$r \frac{HCO_3^-}{SiO_2}$	*	9,01	10,01	*	*
Wietrzenie krzemianów mniej prawdopodobne niż węglanów					
$r \frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}}$	**	3,17	4,92	2,79	4,91
Typ Cl-Ca według klasyfikacji Sulina					
$r \frac{HCO_3^-}{Cl^-}$	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03
Słone wody lub solanki					
$r \frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$	3,29	3,10	3,17	3,65	3,14
Wody wzbogacone w Ca					
$r \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{Cl^-}$	-0,04	0,06	0,09	0,05	0,10
*** Wymiana kationowa, zastępowanie Na i K jonami Ca i Mg					
$r \frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{Na^+ + K^+}$	0,089	0,090	0,093	0,091	0,094
Kontakt ze strefą aktywnej wymiany utrudniony					
$r \frac{Ca^{2+}}{SO_4^{2-} + HCO_3^-}$	1,00	1,00	1,00	1,10	1,35
Kontakt z aktywną strefą wymiany utrudniony, wody wzbogacone w Ca					
$\frac{Cl^-}{Br^-}$	1005,4	*	*	*	1012,73
Nie są to wody morskie ani reliktowe, zasolenie wtórne					
* Brak danych o zawartości składników umożliwiających policzenie wskaźnika hydrochemicznego					
** Przypadek, który świadczy o innym typie wody niż typ Cl-Ca według klasyfikacji Sulina					
*** Brak wymiany kationowej					

Tabela 2

Wartości wskaźników hydrochemicznych dla wody termalnej w Uniejowie dla odwiertu Uniejów PIG/AGH-1 (opracowanie własne z wykorzystaniem [1, 2, 3, 4, 10, 11])

	1990	2001	2004	2006
$r \frac{Na^+}{Cl^-}$	1,00	0,90	0,94	0,90
Możliwa wymiana Na na Ca				
$r \frac{Cl^-}{\text{anionów}}$	0,92	0,94	0,95	0,95
Woda morska, solanka lub ewaporaty				

Tabela 2 cd.

$r \frac{\text{SO}_4^{2-} \cdot 100}{\text{Cl}^-}$	4,05	1,69	1,54	1,64
	Kontakt z wodami infiltracyjnymi utrudniony			
$r \frac{\text{HCO}_3^-}{\text{SiO}_2}$	10,80	10,01	6,33	8,75
	Wietrzenie węglanów		Brak wskazań o wietrzeniu krzemianów i węglanów	
$r \frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}}$	0,03	0,24	0,23	0,24
	Wietrzenie wapieni i dolomitów		Rozpuszczalnie min. Ca	
$r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Ca} + \text{HCO}_3^-}$	0,73	0,57	0,67	0,62
	Wietrzenie kalcytu, ale również innych minerałów zawierających Ca			
$r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Ca} + \text{SO}_4^{2-}}$	34,08	15,16	17,72	16,21
	Pochodzenie Ca inne niż z rozpuszczania gipsu			
$r \frac{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}{\text{SO}_4^{2-}}$	3,35	4,98	6,06	5,15
	Nie zachodzi rozpuszczanie siarczanów i dedolomityzacja			
$r \frac{\text{SiO}_2}{\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-}$	0,41	-0,06	-0,1	-0,05
	Nie zachodzi wietrzenie skał przesyconych krzemionką, ani zawierających minerały żelazisto magnezowe, możliwa wymiana kationowa			
$r \frac{\text{HCO}_3^-}{\text{SiO}_2}$	10,80	10,01	6,33	8,75
	Wietrzenie węglanów		Rozpuszczanie prawdopodobnie siarczanów	
$r \frac{\text{Cl}^- - \text{Na}^+}{\text{Mg}^{2+}}$	**	4,71	2,97	5,01
	Typ Cl-Ca według klasyfikacji Sulina			
$r \frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Cl}^-}$	0,05	0,05	0,04	0,04
	Nie są to wody zwykłego cyklu hydrologicznego			
$r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}}$	33,01	3,17	3,32	3,14
	Wody wzbogacone w Ca			
$r \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{Cl}^-}$	-0,01	0,085	0,058	0,098
	***	Wymiana kationowa, zastępowanie Na i K jonami Ca i Mg		
$r \frac{\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}}{\text{Na}^+ + \text{K}^+}$	0,13	0,09	0,10	0,09
	Kontakt ze strefą aktywnej wymiany utrudniony			
$r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-}$	1,49	0,99	1,40	1,15
	Kontakt z aktywną strefą wymiany utrudniony, możliwa dolomityzacja			
$\frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$	992,50			1021
	Nie są to wody morskie ani reliktowe, zasolenie wtórne	*	*	Nie są to wody morskie ani reliktowe, zasolenie wtórne
* Brak danych o zawartości składników umożliwiających policzenie wskaźnika hydrochemicznego				
** Przypadek, który świadczy o innym typie wody niż typ Cl-Ca według klasyfikacji Sulina				
*** Brak wymiany kationowej				

**Tabela 3**

Wartości wskaźników hydrochemicznych dla wody termalnej w Uniejowie dla odwiertu Uniejów IGH-1 (opracowanie własne z wykorzystaniem [1, 2, 3,4 ])

	1979	1981	1981	2004	2005
$r \frac{Na^+}{Cl^-}$	0,94	0,94	0,96	0,86	0,96
	Możliwa wymiana Na na Ca				
$r \frac{Cl^-}{\text{anionów}}$	0,95	0,94	0,93	0,95	0,92
	Woda morska, solanka lub ewaporaty				
$r \frac{SO_4^{2-} \cdot 100}{Cl^-}$	2,25	2,68	3,69	1,94	4,41
	Kontakt z wodami infiltracyjnymi może być utrudniony				
$r \frac{HCO_3^-}{SiO_2}$	.	.	.	8,37	9,38
	Rozpuszczanie prawdopodobnie siarczanów				
$r \frac{Mg^{2+}}{Mg^{2+} + Ca^{2+}}$	0,25	0,26	0,26	0,24	0,23
	Wietrzenie wapieni i dolomitów, rozpuszczanie min. Ca				
$r \frac{Ca^{2+}}{Ca + HCO_3^-}$	0,80	0,80	0,80	0,69	0,61
	Wietrzenie kalcytu, ale również innych minerałów zawierających Ca				
$r \frac{Ca^{2+}}{Ca + SO_4^{2-}}$	42,48	41,45	43,35	21,76	19,94
	Pochodzenie Ca inne niż z rozpuszczania gipsu				
$r \frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{SO_4^{2-}}$	8,43	6,95	4,92	4,19	1,97
	Nie zachodzi rozpuszczanie siarczanów i dedolomityzacja				
$r \frac{SiO_2}{Na^+ + K^+ - Cl^-}$	.	.	.	-0,03	-0,13
	Nie zachodzi wietrzenie skał przesyconych krzemionką, ani zawierających minerały żelazisto magnezowe, możliwa wymiana kationowa				
$r \frac{Cl^- - Na^+}{Mg^{2+}}$	1,19	1,17	0,93	6,31	2,19
	Typ Cl-Ca według klasyfikacji Sulina				
$r \frac{HCO_3^-}{Cl^-}$	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04
	Nie są to wody zwykłego cyklu hydrologicznego				
$r \frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$	2,96	2,85	2,90	3,21	3,49
	Wody wzbogacone w Ca				
$r \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{Cl^-}$	0,05	0,05	0,04	0,14	0,04
	Wymiana kationowa zastępowanie Na i K jonami Ca i Mg				
$r \frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{Na^+ + K^+}$	0,20	0,20	0,19	0,11	0,09
	Kontakt ze strefą aktywnej wymiany utrudniony				



Tabela 3 cd.

$r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3}$	2,49	2,23	1,92	1,37	0,77
	Kontakt z aktywną strefą wymiany utrudniony, możliwa dolomityzacja				
$\frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$	1023,23	1034,65	1072,69	1004,19	*
	Nie są to wody morskie ani reliktowe, zasolenie wtórne				
* Brak danych o zawartości składników umożliwiających policzenie wskaźnika hydrochemicznego					
** Przypadek, który świadczy o innym typie wody niż typ Cl-Ca według klasyfikacji Sulina					

Wartości wskaźników hydrochemicznych są charakterystyczne dla wód typu Cl-Na. Świadczą o pochodzeniu wód z głębokich struktur wodonośnych, ale nie wykluczają zasilania wodami z nadległych poziomów. Większość z analizowanych wskaźników hydrochemicznych świadczy o utrudnionym kontakcie z wodami strefy aktywnej wymiany.

Na podstawie przedstawionych w tabeli wartości współczynników hydrochemicznych dotyczących wody z odwiertu Uniejów PIG/AGH-2 możemy postawić hipotezę o wypieraniu wód słodkich przez wody zasolone (malejąca wartość wskaźnika  $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ , dla wód

z odwiertów Uniejów PIG/AGH-2 i Uniejów PIG/AGH-1, co może być wynikiem eksploatacji powodującej dopływ z głębiej położonych partii warstw wodonośnych). Natomiast malejącą wartość wskaźnika  $r \frac{\text{HCO}_3^-}{\text{Cl}^-}$  (Uniejów PIG/AGH-2) i  $r \frac{\text{SO}_4^{2-} \cdot 100}{\text{Cl}^-}$  (Uniejów

PIG/AGH-1) można interpretować jako dopływ wód, których kontakt z aktywną strefą wymiany wody ulega pogorszeniu. Wody te są wzbogacone w Ca wartość wskaźnika  $r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Mg}^{2+}}$

wynosi powyżej 3. Zawartość wapnia może być wynikiem rozpuszczania minerałów zawierających ten pierwiastek, na co wskazują także wartości innych zamieszczonych w tabelach wskaźników. Może mieć na to wpływ poziom kredy górnej występujący w utworach węglanowych (wapieniach i marglach), a także utwory jury górnej zalegające poniżej utworów piaskowcowych kredy górnej (wapienie i wapienie dolomityczne). Zawartość wapnia decydująca o określonej wartości wskaźników uwzględniających Ca może wskazywać na związek (możliwe kontakty hydrauliczne) z poziomem w skałach węglanowych) i/lub ascezyjne zasilanie z utworów spągowych, ale może też być wynikiem procesów wymiany jonowej o czym świadczą dodatnie wartości wskaźnika wymiany zasad  $r \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{Cl}^-}$ . Na

podstawie obliczonych wartości wskaźnika  $\frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$  wody termalne można określić jako wody o zasoleniu wtórnym lub wody mieszane. Wartości te świadczą o zasoleniu niezwiązanym z procesami zachodzącymi w basenach sedymentacyjnych, jest to dodatkowa przesłanka świadcząca o kontakcie z wodami pochodzącymi spoza izolowanych struktur geologicznych.

#### 4. PODSUMOWANIE

Wody termalne Uniejowa ujęte otworami Uniejów PIG/AGH-1, Uniejów PIG/AGH-2, Uniejów IGH-1, są wodami typu Cl-Na o mineralizacji około 6–8 g/dm<sup>3</sup> pochodzącymi z tego samego poziomu wodonośnego. Utwory w których występują wody termalne nie stanowią izolowanych struktur geologicznych. Nie można wykluczyć zasilania wodami z nadległych poziomów oraz dopływu ze spągowych utworów jury górnej. Większość z analizowanych wskaźników hydrochemicznych świadczy, o utrudnionym kontakcie z wodami strefy aktywnej wymiany i rozpuszczaniu minerałów zawierających wapń.

#### LITERATURA

- [1] Bentkowski A., Biernat H., Bujakowska K., Kapuściński J.: *Aneks do „Dokumentacji zasobów wód termalnych w kategorii B i C z utworów kredy dolnej regionu Uniejowa*. Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL S.A., Warszawa 2001
- [2] Bentkowski A., Biernat H., Kapuściński J., Posyński A.: *Dodatek do dokumentacji ustalającej zasoby eksploatacyjne wód termalnych z utworów kredy dolnej regionu Uniejowa wraz z określeniem warunków hydrogeologicznych w związków z wtłaczaniem wód do dolnokredowego poziomu wodonośnego*. Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL S.A., Warszawa 2005
- [3] Biernat H., Firląg A.: *Projekt zagospodarowania złoża wód termalnych z utworów kredy dolnej regionu Uniejowa*. Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL S.A., Warszawa 2006
- [4] Bojarski L., Sokołowski A.: *Dokumentacja zasobów wód termalnych w kategorii C i B z utworów kredy dolnej regionu Uniejowa*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa 1991
- [5] Collins A.G.: *Geochemistry of Oil-Field Waters*. Devel. in Petroleum Sc No 1, Elsevier Sc. Publ. Comp. 1975
- [6] Dembowska J., Marek S.: *Koło IG-3, Koło IG-4, Poddebice IG-1 w : Profile głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, z. 69, PIG, Warszawa 1990
- [7] Górecki W. (red.): *Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim*. Towarzystwo Geosynoptyków GEOS, Kraków 1995
- [8] Górecki W. (red.): *Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim*. Kraków 2006
- [9] Haładus A., Reicher B.: *Warunki hydrogeologiczne dolnokredowego zbiornika wód geotermalnych*. [w:] Mat. Konf. „Możliwości wykorzystania wód geotermalnych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem synklinorium mogileńsko-lódzkiego”, Ślesin k. Konina 26–27 października 1990

- [10] Materiały archiwalne Sp. z o.o. „Geotermii Uniejów”. *Analiza fizykochemiczna wody podziemnej z otworu Uniejów PIG/AGH-2* wykonana przez Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód. AGH. Uniejów 2006
- [11] Materiały archiwalne Sp. z o.o. „Geotermii Uniejów”. *Książka odwiertu Uniejów PIG/AGH-2 i Uniejów PIG/AGH-1*. Uniejów 2007
- [12] Pazdro Z., Kozerski B.: *Hydrogeologia ogólna*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1990
- [13] Razowska L.: *Wskaźniki hydrochemiczne – mało przydatne czy niedoceniane*. Współczesne problemy hydrogeologii t. IX Warszawa – Kielce 15–17 września 1999, PIG, Warszawa 1999, 307–313
- [14] Rosenthal E.: *Hydrochemistry of Groundwater at Unique Outlets of the Bet Shean-Harod Multiple-Aquifer System*. Israel Journal of Hydrology, 97, 1988, 75–87
- [15] Sapińska-Śliwa A.: *Technologiczne i ekonomiczne zagadnienia zagospodarowania wody termalnej na przykładzie Uniejowa*. Wydawnictwa AGH, Kraków 2010
- [16] Macioszczyk A.: *Hydrogeochemia*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1987
- [17] Matray J.-M., Fontes J.-C.: *Origin of the oil-field brines in the Paris basin*. Geology, vol. 18, 1990, 501–504
- [18] White D.E., Hem J.D., Warning G.A.: *Tabulation and discussion of chemical analyses many previously unpublished, representing subsurface waters from many geologic environments with descriptions of the sources of the water*. Geological Survey Professional Paper 440–F, 1963
- [19] Witczak S., Pietras J.S.: *Prognozowanie ruchu zanieczyszczeń w zmiennym polu hydrodynamicznym na przykładzie dużego zbiornika odpadów poflotacyjnych*. XXXVIII Sesja Naukowa AGH Zjazd Naukowy, Kraków, Wydawnictwa Geologiczne 1978