

Dariusz DOBRZYŃSKI

Związki chemizmu skał wulkanicznych i wód podziemnych w okolicach Sokołowska

Przy użyciu programu komputerowego WATEQF określono stan równowagi chemicznej wód wypływających ze skał wulkanicznych. Ustalono, iż rozpuszczalności pierwiastków są kontrolowane przez następujące fazy mineralne: glin – wodorotlenki ($\text{Al}(\text{OH})_3$, gibbsyt, bemit), illit, haloizyt, montmorillonit wapniowy, muskowit; krzem – kwarc oraz wymienione dla glinu krzemiany warstwowe; wapń – kalcyt, montmorillonit wapniowy; potas – illit, muskowit; żelazo – $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Stwierdzono związki między składem chemicznym wodonosów (trachybazalty, tufy ryolitowe) a koncentracjami wapnia, sodu, potasu i krzemionki w wodach.

WSTĘP

Zastosowanie analizy termodynamicznej do opisu procesów geochemicznych, kształtujących skład chemiczny wód, postawiło nowe możliwości przed badaniami hydrogeologicznymi. Początki tego kierunku prac zostały stworzone przez R.M. Garrelsa (1960). Celem badań autora było wykorzystanie powyższych metod dla analizy związków między chemicznym i mineralnym składem skał a chemizmem wód, pochodzących z drenujących je źródeł. Badany obszar leży w okolicach Sokołowska koło Wałbrzycha (fig. 1) i ograniczony jest zasięgiem wychodni utworów wulkanicznych czerwonego spągowca w obrębie zlewni Scinawki. Teren ten wybrano z racji prostych warunków geologicznych oraz planowanego wykorzystania dla rozwoju lecznictwa uzdrowiskowego.

Prace terenowe prowadzono od lipca do września 1983 r. Dostarczyły one materiału do badań hydrogeochemicznych i petrograficznych. Próbkę skał wulkanicznych zostały zbadane mikroskopowo, przy czym szczególną uwagę zwrócono na minerały wtórne. W ramach prac hydrogeochemicznych wykonano w terenie i w laboratorium oznaczenia i pomiary cech fizykochemicznych wód ze źródeł. Stanowiły one materiał dla określenia stanu równowagi chemicznej wód za pomocą programu komputerowego EQUI (WATEQF). Efekty obliczeń wraz z obserwacjami petrograficznymi były podstawą do przeprowadzenia rozważań nad kształtowaniem się składu chemicznego wód oraz trwałością minerałów w badanych skałach.

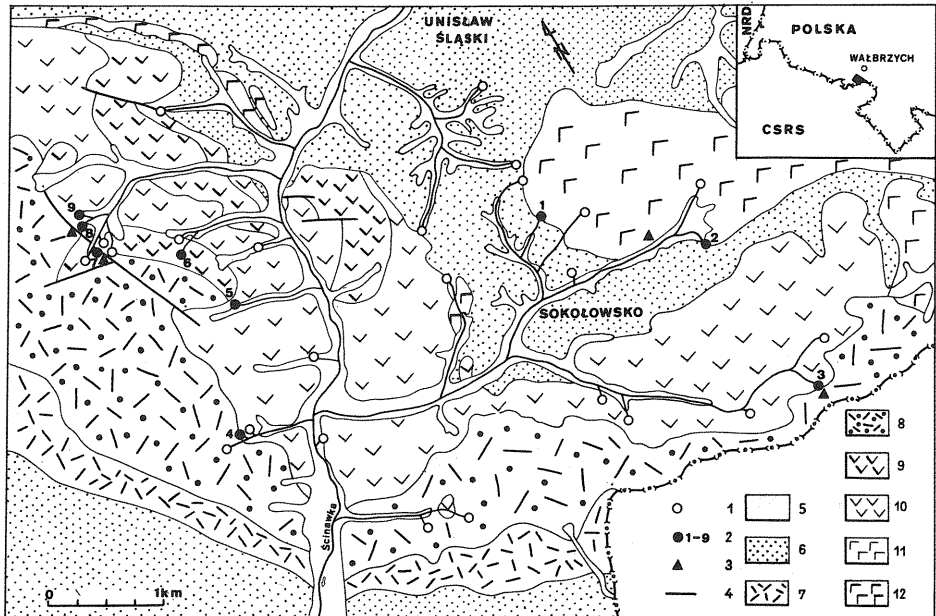


Fig. 1. Mapa rozmieszczenia wulkanitów permickich w okolicach Sokołowska k. Wałbrzycha (według A. Nowakowskiego, 1968)

Map of distribution of Permian volcanic rocks in the vicinities of Sokołowsko near Wałbrzych (after A. Nowakowski, 1968)

1 – źródła; 2 – źródła, dla których określono równowagę chemiczną wody; 3 – punkty poboru próbek skał; 4 – uskoki; 5 – aluwia; 6 – utwory detrytyczne karbonu górnego i czerwonego spągowca (łącznie); 7 – ignimbryty; 8 – tufy ryolitowe; 9 – latyty augitowe; 10 – zalbityzowane latyty anortoklazowe; 11 – trachybazalty augitowe; 12 – trachybazalty augitowo-oliwinowe

1 – springs; 2 – springs for which chemical disequilibrium index was established; 3 – points sampled for petrographic analyses; 4 – faults; 5 – alluvia; 6 – unsubdivided Upper Carboniferous and Rotliegendes detrital rocks; 7 – ignimbrites; 8 – rhyolite tuffs; 9 – augite latites; 10 – albitized anorthoclase latites; 11 – augite trachybasalts; 12 – augite-olivine trachybasalts

Niniejsze opracowanie opiera się na wynikach pracy dyplomowej (D. Dobrzyński, 1984) zrealizowanej na Wydziale Geologiczno-Poszukiwawczym Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Pragnę w tym miejscu złożyć serdeczne podziękowania Panu prof. drowi hab. W. Heflikowi za opiekę i pomoc w trakcie prowadzenia prac oraz Panu drowi hab. inż. S. Witzczakowi za uwagi dotyczące hydrogeochemicznej strony rozpatrywanego zagadnienia.

METODY BADAŃ

Badania petrograficzne ograniczyły się do obserwacji mikroskopowych. Dane o chemizmie skał wulkanicznych zostały zaczerpnięte z literatury (A. Nowakowski, 1968). Prace hydrogeochemiczne prowadzono w dwóch etapach. W pierwszym zinventaryzowano na badanym terenie 33 źródła i dla 24 spośród nich oznaczono zawartości Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , CO_2 oraz przewodność

elektryczną i temperaturę. Na podstawie tych wyników, a także uwzględniając charakter wypływu i pozycję strukturalną źródeł, wybrano 9 źródeł dla dalszych prac. W drugim etapie badań w wodach wytypowanych źródeł zmierzono przewodność, temperaturę, pH i Eh oraz, poza wyżej wymienionymi składnikami, oznaczono Al^{3+} , SiO_{2og} i Fe_{og} . Sód i potas określono metodą fotometrii płomieniowej, glin i krzemionkę – kolorymetrycznie. Terenowe pomiary przewodności i temperatury wykonano konduktometrem typu N5721 przy użyciu czujnika pomiarowego PS-22 oraz czujnika temperaturowego TP-202/PT100-A. Do pomiarów pH i Eh wykorzystano pehametr polowy typu N-511. Potencjał redox mierzony był w naczynku, skonstruowanym w Instytucie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH, umożliwiającym stały przepływ wody bez kontaktu z atmosferą.

Wykorzystany w badaniach program komputerowy EQUI stanowi polską wersję programu WATEQF zrealizowanego przez U.S. Geological Survey (L. N. Plummer i in., 1976). Polska wersja przystosowana została do obliczeń na maszynie CYBER 72 w Instytucie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH. Program dokonuje na wstępie obliczeń modelu roztworu wodnego. Obliczenia form występowania poszczególnych składników wody realizowane są na podstawie modelu chemicznego R.M. Garrelsa i M.E. Thompsona (1962) przy wykorzystaniu analitycznie stwierdzonych koncentracji, eksperymentalnie wyznaczonych stałych równowagi, równań bilansu masy i pomierzonego pH. W dalszym etapie liczone jest tzw. wskaźnik braku równowagi roztworu wodnego (*disequilibrium indice*)

$$SI = \lg \frac{IAP}{KT}$$

gdzie: *IAP* – iloczyn jonowy liczony na podstawie aktywności substancji biorących udział w rozpatrywanej reakcji; *KT* – stała równowagi reakcji dla danej temperatury wody według danych tabelarycznych.

Wartość *SI* określa stopień nasycenia roztworu względem danej fazy mineralnej. Obliczenia te pozwalają wnioskować o genezie składników w wodzie i efektach chemicznych wywołanych w skale. Wartości *SI* mieszczące się w przedziale $\pm (5\% \times \lg KT)$, odpowiadające stanowi równowagi w danym systemie częściowym, przyjęto według W.J. Deutscha i in. (1982). Podejście takie uwzględnia zależność przedziału wartości *SI*, odpowiadających stanowi równowagi dla danej fazy mineralnej, od jej rozpuszczalności.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA WODONOŚCÓW, ŹRÓDEŁ I ICH WÓD

Źródła badanego terenu związane są z dwoma rodzajami skał: z trachybazaltami augitowymi masywu Rybnicy Leśnej i tufami ryolitowymi. Trachybazalty tworzą potężną pokrywę o miąższości ok. 150 m składającą się z szeregu wylewów lawowych. Skała ta ma strukturę intersertalną, teksturę beładną, barwę od czarnej i szarzielonej do brunatnej oraz zróżnicowany stopień świeżości. Składa się w przewadze z listewek plagioklazów otaczających ziarna ortoklazu, kalcytu i tlenków żelaza. Spotyka się pojedyncze fenokryształy piroksenów zastąpionych uralitem, chlorytem oraz megakryształy skaleni alkalicznych. W szczelinach skały obserwuje się kalcyt i tlenki żelaza.

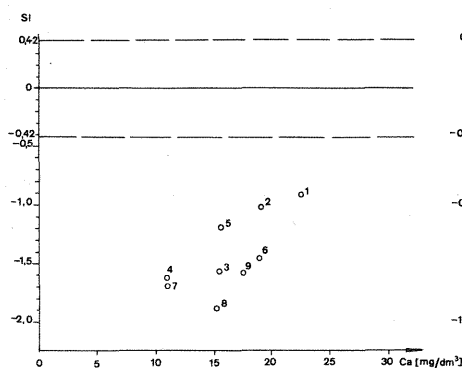


Fig. 2

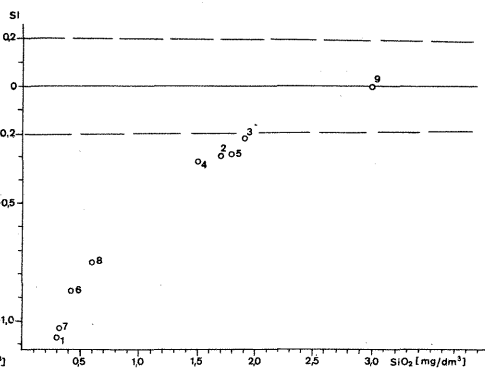


Fig. 3

Fig. 2. Zależność wskaźnika stanu równowagi (SI) kalcytu od koncentracji wapnia w wodzie
Dependence of disequilibrium index (SI) of calcite on concentration of calcium in water

1–9 – numery źródeł

1–9 – numbers of springs

Fig. 3. Zależność wskaźnika stanu równowagi (SI) kwarcu od koncentracji krzemionki w wodzie
Dependence of disequilibrium index (SI) of quartz on concentration of silica in water

Objaśnienia jak na fig. 2

Explanations as given in Fig. 2

Tufy ryolitowe tworzą rozległy pokład o miąższości ok. 200 m. Skład mineralny i cechy strukturalne tufów wykazują pewne zróżnicowanie przestrzenne. Strukturę tych skał można określić jako krystalno- i litoklastyczną, teksturę bezładną. Tło skalne przedstawia mikro- lub drobnokrystaliczną masę, zbudowaną ze zdewitryfikowanego szkliwa wulkanicznego, ziarn kwarcu, kalcytu oraz substancji ilasto-węglanowej, przepojoną w różnym stopniu związkami żelaza. Wśród krystaloklastów przeważa kwarc i ortoklaz, rzadziej występuje albit. W niektórych próbkach można spotkać mozaikowe skupienia kwarcu zawierające rozproszone blaszki muskowitu lub serycytu. Litoklasty reprezentują najczęściej fragmenty dość świeżych trachybazaltów i silnie zmienionych skał o charakterze łupków biotytowych.

Źródła związane z trachybazaltami (źródła 1 i 2 na fig. 1) można określić jako punktowe, zboczowe i szczelinowe. Występują one na kontakcie z nieprzepuszczalnymi mułowcami czerwonego spągowca. Zdecydowana większość pozostałych źródeł (3–9) wypływa z warstwy porowatych tufów ryolitowych leżących na masywnych litytach anortoklazowych. Są to źródła warstwowo-kontaktowe.

Wody źródeł można określić jako: chłodne ($7,5 - 11,5^{\circ}\text{C}$), słabozasadowe ($\text{pH} = 7,0 - 7,8$), ultrasłódkie ($95,3 - 216,7 \text{ mg/dm}^3$), bardzo miękkie i miękkie ($0,86 - 1,67 \text{ mval/dm}^3$). Wszystkie wody występują w warunkach utleniających ($\text{Eh} = 579 - 638 \text{ mV}$). W składzie chemicznym dominują jony: HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Występują wszystkie typy wód uwarunkowane możliwymi kombinacjami ilościowymi wymienionych jonów, a więc: $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca} - \text{Mg}$, $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Mg} - \text{Ca}$, $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{Mg}$ i $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3 - \text{Mg} - \text{Ca}$. Taka sytuacja wynika z niskiej mineralizacji wody spowodowanej krótkim czasem kontaktu roztworu ze środowiskiem skalnym, przez co nie doszło do ujawnienia zdecydowanej przewagi jednego z jonów.

RÓWNOWAGA MINERAŁÓW

Obliczenia komputerowe dostarczyły wartości wskaźnika *SI* dla szeregu faz mineralnych. Zespół minerałów, dla których uzyskano dane o ich trwałości, zależał od ilości oznaczonych składników wody. Żelazo stwierdzono jedynie w wodach źródeł 4 i 5, glin zaś tylko w źródle 7.

Rozpuszczalność wapnia. Koncentracje Ca^{2+} w wodach wahają się od 11,04 do 23,14 mg/dm³. Próbkę ze źródeł 1 i 2 zawierają nieco więcej wapnia od próbek pozostałych. Wynika to z faktu, iż wypływają one z trachybazaltów, które są znacznie bogatsze w CaO od tufów ryolitowych.

Rozpuszczalność wapnia wiąże się najprawdopodobniej z kalcytem, dla którego wartości wskaźnika *SI* są bliskie stanu nasycenia (fig. 2). Dane petrograficzne wskazują, że w badanych skałach kalcyt jest minerałem wtórnym. Brak stanu równowagi wód względem tej fazy mineralnej może być spowodowany krótkim czasem kontaktu roztworu ze środowiskiem skalnym.

W stosunku do innych materiałów zawierających wapń (dolomit, diopsyd, gips i in.) wody wykazują silne niedosycenie. Wskazuje to, iż występujące w trachybazaltach pirokseny będą ulegały destrukcji, co potwierdzają obserwacje mikroskopowe.

Rozpuszczalność magnezu. Wszystkie fazy mineralne zawierające magnez (dolomit, magnezyt, forsteryt, klinoenstatyt i diopsyd) wykazują w badanych wodach stan niedosycenia. Istnieje zatem tendencja do rozkładu powyższych minerałów. Zawartość magnezu (2,71–14,76 mg/dm³) nie wiąże się z rodzajem skał, co przypuszczalnie jest spowodowane znacznym zaawansowaniem przemian minerałów ciemnych i odprowadzeniem magnezu ze środowiska skalnego. Nie udało się ustalić fazy regulującej w wodach koncentracje Mg^{2+} , nie stwierdzono również wtórnych minerałów zawierających magnez.

Rozpuszczalność sodu i potasu. Zawartość sodu i potasu w badanych wodach wykazuje wyraźną zmienność rozmieszczenia związaną z typem chemicznym skał. Wody wypływające ze źródeł w części wschodniej terenu (1, 2, 3) zawierają nieco więcej sodu (1,29–2,18 mg/dm³) niż potasu (0,63–1,76 mg/dm³). Stosunek sodu do potasu waha się w nich w granicach 0,75–2,55. W wodach źródeł zachodnich (4–9) potas (1,85–6,80 mg/dm³) znacznie przeważa nad sodem (0,20–0,39 mg/dm³), w efekcie czego wskaźnik Na/K zmienia się w przedziale 0,03–0,05–0,14. Tak wyraźną różnicę w koncentracji obu jonów można tłumaczyć tym, iż w budowie geologicznej zachodniej części terenu przeważają tufy ryolitowe bogate w K_2O , podczas gdy w części wschodniej trachybazalty i lityty.

Najniższą napotkaną w Polsce wartość Na/K = 0,2 podają Z. Płochniewski i W. Bidzińska (1970) dla płytkich wód słodkich Niżu Polskiego. Autorzy ci wskazują na tendencje wzrostu stosunku Na/K ze wzrostem mineralizacji. Z tego wynika, że najmniejsze wartości wskaźnika dotyczą wód słodkich, co potwierdzają uzyskane dane. W badanych warunkach wysoki udział potasu w stosunku do sodu wynika ze specyfiki składu chemicznego skał oraz nie ujawnienia się procesów wymiany jonowej i sorpcji, z racji bardzo krótkiego czasu kontaktu wód z materiałem skalnym. Obszary opracowania nie są wykorzystywane rolniczo, co może wykluczyć wpływ nawożenia na koncentracje potasu.

W badanych wodach i skałach zarówno sód, jak i potas występują jedynie w strukturach glinokrzemianów. W związku z tym, że glin stwierdzono tylko w jednej próbce (źródło 7), fazy regulujące koncentracje Na^+ i K^+ zostaną omówione łącznie z analizą rozpuszczalności glinu.

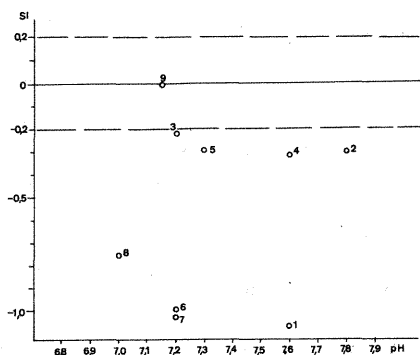


Fig. 4. Zależność wskaźnika stanu równowagi (SI) kwarcu od pH wody

Dependence of disequilibrium index (SI) of quartz on pH of water

Objaśnienia jak na fig. 2

Explanations as given in Fig. 2

Rozpuszczalność krzemu i glinu. Krzem został oznaczony w wodach jako SiO_2 . Są to wody pochodzące z tufów oraz trachybazaltów. Koncentracje krzemionki pozwalają wydzielić dwie grupy źródeł. W źródłach pierwszej grupy (1, 6–8) zawartość SiO_2 wynosi od 0,30 do 0,60 mg/dm^3 , w drugiej zaś od 1,50 do 3,90 $mg SiO_2/dm^3$. Przyczyny takiego zróżnicowania ilości krzemionki są prawdopodobnie dwojakiego rodzaju. Pierwszą może być to, iż źródła o wyższej koncentracji SiO_2 usytuowane są zasadniczo w południowej i południowo-zachodniej części terenu, gdzie zdecydowanie przeważają skały kwaśne (tufy ryolitowe i ignimbryty). Drugą przyczyną może być zróżnicowanie czasu obiegu wody w środowisku skalnym. Cztery źródła północne usytuowane są wyżej w stosunku do obniżen morfologicznych niż źródła południowe. Wynikająca stąd różnica czasu obiegu wody sprzyja zmiennym koncentracjom krzemionki. Obie przyczyny działają w jednakowym kierunku zmian, lecz pierwsza z nich ma zapewne znaczenie podstawowe.

Wyniki obliczeń dla związków krzemu wskazują, że rozpuszczalność Si jest regulowana przez kwarc (fig. 3), dla którego wskaźnik SI jest bliski stanu równowagi. Kwarc spotykano jako minerały wypełniające szczeliny, co wskazuje, iż jest on trwały w warunkach hipergenicznych. Brak pełnego stanu równowagi próbek wody wobec tego minerału może wskazywać na krótki czas kontaktu roztworu ze skałą.

Wskaźniki SI dla krystobalitu, chalcedonu i krzemionki amorficznej ze wszystkich próbek wody wskazują na stan niedosycenia. Różnice wartości SI między poszczególnymi odmianami krzemionki pozostają stałe. Wskaźniki SI tworzą sekwencję: $SI_{kwarcu} > SI_{krystobalitu} > SI_{chalcedonu} > SI_{krzemionki\ amorficznej}$, co wynika z różnych wartości stałych reakcji dla poszczególnych odmian SiO_2 . Występujące w skałach inne minerały krzemianowe (forsteryt, klinoenstatyt, diopsyd) ze względu na duże niedosycenie są silnie rozkładane. Rozpad ich jest prawdopodobnie źródłem krzemionki w wodach.

Można zaobserwować pewną zależność wskaźników SI dla kwarcu od pH wody (fig. 4). W środowiskach bardziej zasadowych stopień nasycenia wody krzemionką spada, co jest spowodowane wzrostem rozpuszczalności SiO_2 przy wzroście pH.

Jak już wspomniano, glin w ilości 0,13 mg/dm^3 stwierdzono jedynie w jednej próbce wody ze źródła 7. Zmienność wskaźnika SI dla 13 faz mineralnych zawierających ten pierwiastek przedstawia fig. 5. Mineralemi nietrwałymi w badanym środowisku skalnym są: chloryt ($Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$) i skalenie. T. Pačes (1972) stwierdza, że najmniej trwały ze skaleń jest anortyt, najbardziej zaś ortoklaz. Uzyskane wyniki wskazują, iż na badanym terenie istnieje silniejsza tendencja do rozkładu albitu niż anortytu.

Rozpuszczalność glinu może być regulowana przez szeroki zespół minerałów, do którego należą: $\text{Al}(\text{OH})_3$, gibbsyt – $\text{Al}(\text{OH})_3$, bemit – $\text{AlO}(\text{OH})$, haloizyt, illit, montmorillonit wapniowy i muskowit. Diaspor – AlOOH i kaolinit wykazują w badanej wodzie stan przesylenia; istnieje zatem tendencja do tworzenia się tych faz mineralnych. Powyższe wyniki, otrzymane drogą obliczeń, potwierdzają obserwacje mikroskopowe. W skałach można stwierdzić efekty niszczenia zarówno plagioklazów i chlorytów, jak też minerałów ciemnych (oliwin, pirokseny, amfibole) oraz napotkać liczne skupienia minerałów ilastych.

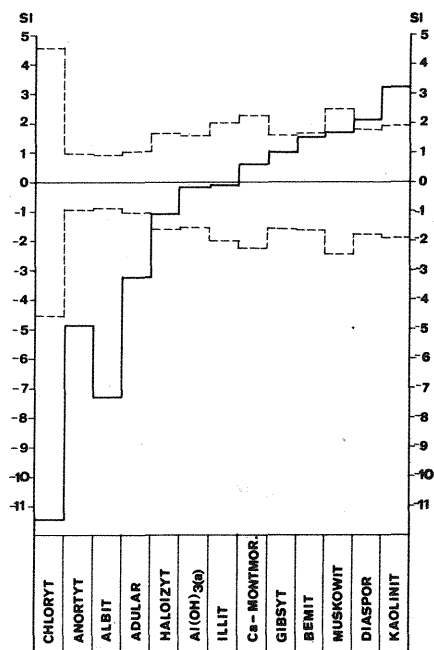


Fig. 5. Wskaźnik stanu równowagi (SI) dla wody ze źródła 7 z charakterystycznymi minerałami glinu

Disequilibrium index (SI) for water from the spring no. 7, yielding characteristic aluminium minerals

Mimo że rozważania dotyczące glinu oparte są na wynikach uzyskanych dla jednej próbki wody, pozostają w zgodzie z obserwacjami mikroskopowymi, co pozwala (z dużym prawdopodobieństwem) założyć, iż oddają one tendencje przekształceń materiału mineralnego dla całego badanego obszaru.

Rozpuszczalność żelaza. Żelazo stwierdzono w wodach pochodzących ze źródeł: 4 ($1,0 \text{ mg/dm}^3$) i 5 ($0,4 \text{ mg/dm}^3$). Wartości wskaźnika stanu równowagi (SI) dla wybranych minerałów żelaza przedstawia fig. 6. Wody są niedosycone w stosunku do syderytu, co tłumaczy jego brak w środowisku skalnym. Liczne tlenki i wodorotlenki żelaza obserwowane w masie skalnej i szczelinach wykazują w wodach stan przesylenia. Wodorotlenek żelaza wypada z roztworu wiążąc Fe uwalniane w procesie wietrzenia minerałów femicznych.

*

Wszystkie badane wody są silnie niedosycone w odniesieniu do faz mineralnych mających wpływ na stan równowagi z typowymi anionami (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-). Tłumaczy to brak tych faz wśród wtórnych składników skał. Należy zwrócić uwagę, że znaczna część anionów zawartych w badanych wodach, szczególnie chlorków i siarczanów, może pochodzić z opadów atmosferycznych (E. Mészáros, 1973)

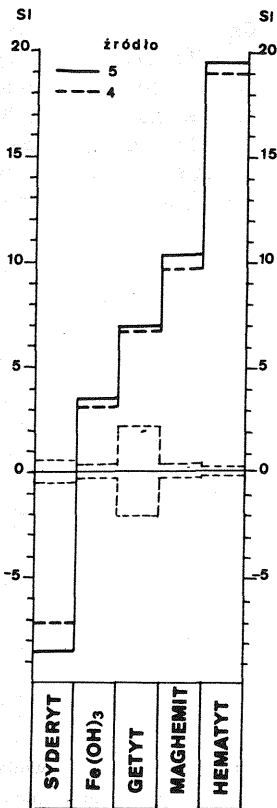


Fig. 6. Wskaźnik stanu równowagi (SI) dla wód ze źródeł 4 i 5 z charakterystycznymi minerałami żelaza

Disequilibrium index (SI) for water from the springs no. 4 and 5, yielding characteristic iron minerals

i zanieczyszczeń przemysłowych emitowanych z odległego o ok. 10 km Wałbrzycha. Tak więc wyniki obliczeń dla tych składników nie mogą być wiarygodną podstawą do rozważań na temat ich rozpuszczalności.

PODSUMOWANIE

Na badanym terenie stwierdzono 33 źródła, przy czym zdecydowana ich większość (28) związana jest z dwoma rodzajami skał: szczelinowatymi trachybazaltami augitowymi masywu Rybnicy Leśnej i porowatymi tufami ryolitowymi. Dla wód z wytypowanych 9 źródeł określono stan równowagi chemicznej drogą obliczeń za pomocą programu komputerowego WATEQF. Analiza wyników pod kątem faz mineralnych regulujących rozpuszczalność poszczególnych jonów pozwoliła określić prawdopodobne kierunki przemian składu mineralnego badanych skał w warunkach przypowierzchniowych.

Porównanie wniosków wynikających z analizy rozpuszczalności ze stanem faktycznym środowiska skalnego możliwe było dzięki przeprowadzeniu obserwacji mikroskopowych próbek skał. Ustalono, że rozpuszczalność poszczególnych pierwiastków kontrolowana jest następującymi fazami mineralnymi:

- dla glinu: wodorotlenkami ($\text{Al(OH)}_{3(a)}$, gibbsyt, bemit) oraz minerałami ilastymi (illit, haloizyt, montmorillonit wapniowy, muskowit);
- dla krzemu: wymienionymi dla glinu krzemianami warstwowymi oraz kwarcem;
- dla wapnia: prawdopodobnie kalcytem i montmorillonitem wapniowym;
- dla potasu: illitem i muskowitem;
- dla żelaza: Fe(OH)_3 .

Minerałów regulujących rozpuszczalność w wodach nie udało się wskazać w stosunku do magnezu i sodu.

Spośród minerałów pierwotnie budujących wulkanity w obecnych warunkach trwałość zachowały jedynie tlenki żelaza (hematyt, magnetyt) i kwarc. Tendencje do rozpadu wykazują resztki oliwinów i piroksenów, chloryty, plagioklasy i skalenie alkaliczne. Kosztem ich składników tworzą się trwałe w strefie hipergenicznej wodorotlenki żelaza i glinu, kalcyt oraz minerały ilaste. W wyniku tych przeobrażeń uwalniane są pewne ilości Mg, Ca, Na, K, krzemionki, rzadziej Fe i Al, które przechodzą do roztworów wodnych. Stwierdzono wyraźne związki między składem chemicznym wodonośców (trachybazaltów i tufów ryolitowych) a koncentracją wapnia, sodu, potasu i krzemionki w wodach.

Badane wody charakteryzują się bardzo niską mineralizacją i stanem niedosycenia w stosunku do większości analizowanych faz mineralnych, co prawdopodobnie wynika z krótkiego czasu ich kontaktu ze środowiskiem skalnym.

Zakład Hydrogeologii
i Geologii Inżynierskiej
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 24 kwietnia 1985 r.

PIŚMIENNICTWO

- DEUTSCH W.J., JENNE E.A., KRUPKA K.M. (1982) – Solubility equilibria in basalt aquifers. The Columbia Plateau Eastern Washington USA. *Chem. Geol.*, **36**, p. 15–34.
- DOBŹYŃSKI D. (1984) – Charakter petrograficzny wulkanitów permskich a skład chemiczny wód powierzchniowych okolic Sokołowska koło Wałbrzycha. *Arch. Inst. Hydrogeol. i Geol. Inż. AGH. Kraków*.
- GARRELS R.M. (1960) – Mineral equilibria at low temperatures and pressures. Harper and Brothers. New York.
- GERRELS R.M., THOMPSON M.E. (1962) – A chemical model for sea water at 25°C and 1 atm. total pressure. *Amer. Jour. Sc.*, **260**, p. 57–66.
- MÉSZÁROS E. (1973) – A csapadékviz kémiai összetétele közép – Euróában. *Időjárás*, **1**.
- NOWAKOWSKI A. (1968) – Wulkanity permskie Gór Suchych w niecce śródsudeckiej. *Geol. Sudetica*, **4**, p. 299–408.
- PAČES T. (1972) – Chemical characteristics and equilibration in natural water–felsic rock – CO₂ system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, p. 217–240.
- PLUMMER L.N., JONES B.F., TRUESDELL A.H. (1976) – WATEQF – a Fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. *US Geol. Surv. Wat. Resour. Invest.*, 76–13. Reston.
- PŁOCHNIEWSKI Z., BIDZIŃSKA W. (1970) – Występowanie potasu w wodach podziemnych Polski, *Kwart. Geol.*, **14**, p. 381–394, nr 2.

Дариуш ДОБЖИНЬСКИ

**СВЯЗЬ ХИМИЗМА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД С ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ
В ОКРЕСТНОСТЯХ СОКОЛОВСКА**

Резюме

Статья посвящена изучению вод источников, вытекающих из вулканогенных пород (трахибазальты, латиты, риолитовые туфы, игнимбриты) красного лежня в окрестностях Соколовска около Валбжиха (Внутрисудетская впадина). При помощи компьютерной программы WATEQF было установлено состояние химического равновесия вод. По анализу растворимости ионов и петрографическому составу вулканитов определялась стойкость минералов в приповерхностных условиях и генезис отдельных компонентов вод.

Было установлено, что растворимость элементов контролируется следующими минеральными фазами: алюминий-гидроокиси ($\text{Al}(\text{OH})_3$, гиббсит, бёмит), иллит, галоизит, известковый монтмориллонит, мусковит; кремний—кварц и перечисленные для алюминия слоистые силикаты; кальций—кальцит, известковый монтмориллонит; калий—иллит, мусковит; железо— $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

Установлена четкая связь химического состава водоносных толщ (трахибазальты, риолитовые туфы) с концентрацией в водах кальция, натрия, калия и кремнезема.

Изучавшиеся воды отличаются низкой минерализацией и недостаточной насыщенностью в отношении большинства анализированных минеральных фаз, вероятно, ввиду слишком короткого контакта вод с породой.

Dariusz DOBRZYŃSKI

**RELATIONS BETWEEN CHEMISTRY OF VOLCANIC ROCKS AND GROUNDWATER
IN THE VICINITIES OF SOKOŁOWSKO**

Summary

The studies covered spring waters flowing out of Rotliegendes volcanic rocks (trachybasalts, latites, rhyolite tuffs, and ignimbrites) in the vicinities of Sokolowsko near Wałbrzych (Intra-Sudetic Basin). Chemical disequilibrium indices were calculated for the waters using computer program WATEQF. Subsequently, stability of minerals in subsurface zone and origin of individual components of the waters were determined on the basis of results of analyses of solubility of ions and petrographic studies on volcanic rocks.

The studies showed solubility of elements to be controlled by the following mineral phases: aluminium-hydroxides $\text{Al}(\text{OH})_3$, gibbsite, boehmite, illite, halloysite, Ca-montmorillonite, muscovite; silica—quartz and the above mentioned layered silicates of aluminium; calcium—calcite, Ca-montmorillonite; potassium—illite, muscovite; iron— $\text{Fe}(\text{OH})_3$.

Concentrations of calcium, sodium, potassium, and silica in the studied waters appeared clearly related to chemical composition of aquifers (trachybasalts, rhyolite tuffs). The waters are characterized by low mineralization and undersaturation in relation to the majority of the analysed mineral phases, which may be explained by a short contact of the waters and rock medium.