

Jacek RÓŻKOWSKI¹

**RODOWISKO HYDROGEOLOGICZNE SZCZELINOWO-KRASOWEGO
ZBIORNIKA JURY KRAKOWSKIEJ**

(z 7 fig.)

**HYDROGEOLOGICAL ENVIRONMENT OF THE FISSURE-KARSTIC AQUIFER
OF THE CRACOW JURASSIC REGION**

(with 7 Figs.)

Abstract. This paper presents characteristics of hydrogeological environment of fissure-karstic waters of the Cracow Jurassic region with special reference to the results of field and laboratory investigations of hydrogeological properties of the Upper Jurassic aquifer, modelling of resources renewal, spring hydrogeology, and hydrochemistry. These investigations were conducted mainly as individual project KBN realized in 1998–2000. The Upper Jurassic fissure-karstic-porous aquifer is the main useful aquifer of Cracow Upland. It shows open character. Rock matrix blocks are treated as storage elements and fissures or karstic channels separating them — as transmissivity elements. In groundwater circulation, local systems are of essential significance and drainage of the Upper Jurassic aquifer is dispersed. Modulus values of resources renewal are from $4.85 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$ to $6.06 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$. Waters circulating in the carbonate karstic massif are mainly of $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ hydrochemical type, fresh ($M = 190\text{--}430 \text{ mg}/\text{dm}^3$), slightly alkaline, of medium hardness, with relatively low concentrations of SiO_2 , Sr, Ba; in general they are aggressive (70% of the investigated population). Values of calcite saturation index SI_c range from -1.36 to $+0.66$.

Key words: fissure-karstic aquifer, springs, water chemistry, carbonate aggressiveness.

Abstrakt. W artykule przedstawiono charakterystykę środowiska hydrogeologicznego wód szczelinowo-krasowych Jury Krakowskiej ze szczególnym uwzględnieniem wyników badań parametrów hydrogeologicznych zbiornika górnokrasowego, warunków krążenia wód podziemnych, wyników badań modelowych dokonujących oceny odnawialności tych wód, badań krenologicznych, a także badań hydrochemicznych. Badania były wykonane głównie w ramach indywidualnego projektu KBN, realizowanego w latach 1998–2000. Głównym użytkowym poziomem wodonośnym Wyżyny Kra-

¹ Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Bzdowska 60, 41-200 Sosnowiec
e-mail: jaroz@ultra.cto.us.edu.pl

kowskiej jest szczelinowo-krasowo-porowy poziom górnourajski o charakterze odkrytym i przepływowym. Bloki matrycy skalnej traktowane są jako „element pojemnościowy”, a rozdzielające je szczeliny i kanały krasowe jako „element przewodnościowy”. W cyrkulacji wód podziemnych podstawowe znaczenie mają przepływy lokalne, a drenaż zbiornika górnourajskiego ma charakter rozproszony. Moduły odnawialności zasobów w poszczególnych zlewniach cząstkowych wód podziemnych mieszczą się w przedziale od 4,85 do 6,06 dm³/skm². Wody krążące w wapienno-magnezowym masywie krasowym są przeważnie typu HCO₃-Ca, słodkie (M = 190–430 mg/dm³), słabozasadowe, redniotwarde, o względnie niskiej zawartości SiO₂, Sr, Ba, agresywne (70% badanej populacji). Wartości wskaźnika nasylenia wobec kalcytu Sf_c badanych wód mieściły się w zakresie od -1,36 do +0,66.

Słowa kluczowe: poziom szczelinowo-krasowy, ródła, chemizm wód, agresywność wapienno-magnezowa.

WSTĘP

Wyżyna Krakowska to pojęcie geograficzne odnoszące się do południowej części makroregionu Wyżyny Krakowsko-Człuchowskiej, będącej częścią podprowincji Łąsko-Krakowskiej. W jej skład wchodzi: Wyżyna Olkuska, Rów Krzeszowicki i Garb Tenczyński. Makroregion ten jest zwartym, płytowym blokiem wapieni górnourajskich, wzniesionych od około 400 do ponad 500 m n.p.m.; jedynie Rów Krzeszowicki stanowi trzeciorzędowe zapadlisko tektoniczne wypełnione osadami miocenu, leżące około 200 m niżej w stosunku do Wyżyny Olkuskiej. Stosunki hydrograficzne kształtuje Wisła, do której spływają wody z jej lewobrzeżnych dopływów: Białej Przemszy, Dłubni, Prudnika, Rudawy oraz Sanki. Zgodnie z regionalizacją hydrogeologiczną Polski (Paczyński, 1993) Wyżyna Krakowska obejmuje region Łąsko-krakowski (XII), rejon jurajski (XII₃). Specyfiką obszaru badań są liczne formy krasowe, stwierdzone badaniami wiertniczymi i geofizycznymi w pełnym profilu utworów jury górnej. W obszarze Jury Krakowskiej wyróżnia się wiele faz rozwoju krasu, przy najintensywniejszym rozwoju w kenozoiku (eocen–rodokowy plejstocen) (Głazek i in., 1992; Gradziński, 2001). Omawiany obszar podlega umiarkowanej antropopresji związanej z bliskością aglomeracji miejsko-przemysłowych Krakowa i Górnego Łąska, rolnictwem i rozwojem turystyki.

Artykuł prezentuje wybrane problemy hydrogeologii krasowej: właściwości zbiornikowe skał, warunki krążenia i odnawialność wód szczelinowo-krasowych, warunki drenażu krenologicznego, chemizm wód, ze szczególnym uwzględnieniem agresywności w wapienno-magnezowej wód krążących w masywie krasowym w warunkach antropopresji. Problematyka ta jest realizowana przez autora w ramach działalności statutowej na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Łódzkiego oraz w ramach indywidualnego grantu KBN nr 9T12B03514 (w latach 1998–2000).

WŁAŚCIWOŚCI HYDROGEOLOGICZNE, SYSTEMY PRZEPŁYWU I ODNAWIALNOŚĆ ZASOBÓW ZBIORNIKA GÓRNOJURAJSKIEGO

Górnourajski zbiornik wód podziemnych występuje w obszarze Wyżyny Krakowskiej należą do głównych zbiorników wód podziemnych i obejmuje południową część GZWP Człuchowa E nr 326 (Kleczkowski, red., 1990). Powierzchnia zbiornika w granicach opracowania wynosi około 850 km². Szczelinowo-krasowo-porowy zbiornik górnourajski jest hydrogeologicznie odkryty; zajmuje obszar wychodni jury górnej przykrytych utworami czwartorzędowymi, lokalnie trzeciorzędowymi i kredowymi. Od strony wschodniej zbiornik kryje się pod utworami kredowymi.

niecki miechowskiej. Skałami zbiornikowymi są skałki i skrasowiałe wapienie skaliste, ławicowe i kredowate. Sierżbienie w skałkach górnojurajski poziom wodonośny są margliste ogniwa dolnego oksfordu oraz ilaste utwory jury rodkowej. Warstw przykrywają masyw w głąb jury górnej są głównie utwory czwartorzędowe o grubości od dziesiętnych centymetrów do około 20 m. Międzywarstwowe w głąb utworów jury górnej waha się od kilkudziesięciu do około 300 m. Badania wiertnicze i geofizyczne w rejonie Karniowic (na północ od Zabierzowa, fig. 1) wykazały występowanie w pełnym profilu jury kanałów krasowych, zwykle wypełnionych karstami. Zbiornik jury górnej tworzy jeden system hydrauliczny (A. Rókowski red., 1990). O przewodzeniu i retencjonowaniu wód w w głąb zbiorniku jury górnej decyduje stopień szczelinowatości, skrasowienia i porowatość macierzy skalnej, a także warunki zasilania i drenażu poziomu wodonośnego (Motyka i in., 1993). Masyw wapieni górnojurajskich charakteryzują następujące wartości parametrów hydrogeologicznych: porowatość otwarta 0,6–18,9% (w wapieniach kredowatych do 27,8%), średnia geometryczna 4,4%; odszczelnienie 0–13%, średnia geometryczna 0,6%; współczynnik filtracji od $2,88 \cdot 10^{-10}$ do $3,49 \cdot 10^{-7}$ m/s, średnia geometryczna $3,97 \cdot 10^{-9}$ m/s (J. Rókowski i in., 2001). Porowatość macierzy skalnej powoduje dużej retencji wód w zbiorniku, odgrywając drugorzędową rolę w przepuszczalności hydraulicznej skał. Podstawowe znaczenie w przewodzeniu wód przez wapienie odgrywa system spęknięć i pustek krasowych. Porowatość szczelinowa wapieni kształtuje się w granicach od 0,12 do 2,25%, natomiast krasowatość w strefie freaticznej jest rzędu od ułamka do kilku procent (Liszkowska, Pacholewski, 1989). Wartości współczynników filtracji, określone na podstawie próbnych pompowań, mieszczą się w przedziale od $2,3 \cdot 10^{-8}$ do $6,5 \cdot 10^{-3}$ m/s, przy wartości średniej geometrycznej $1,1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Otwory ujmujące wody podziemne na głębokości 8–300 m (przewodność 40–120 m) charakteryzują się wydajnościami w granicach od 0,1 m³/h przy depresji 22,0 m do 120,0 m³/h przy depresji 5,8 m. Przewodność wydajności od 2,0 m³/h przy depresji 30,0 m do 58,4 m³/h przy depresji 11,0 m. Wydajności jednostkowe są zmienne, od 0,01 do 35,1 m³/h/1mS, przy wartości średniej geometrycznej 3,9 m³/h/1mS. Maksymalne wydajności obserwuje się w strefach dyslokacji tektonicznych z rozwiniętym krasem.

Obszar wierzchołków tworzy morfologicznie wyniesiony obszar wododziałowy, kształtujący ciekawie nienie wody w zbiorniku. Istnieje łagodzona zależność konfiguracji powierzchni zwierciadła wód podziemnych, występującego na głębokości od kilku do 50 m, od rzeźby terenu. Spadki hydrauliczne w poziomie wodonośnym jury górnej kształtują się w granicach od 6 do 30%. Układ pola hydrodynamicznego wskazuje na występowanie w zbiorniku trzech typów przepływu: regionalnego, pośredniego i lokalnego (A. Rókowski i in., 1985), przy dominacji dwóch ostatnich (około 70% odpływu podziemnego). Zlewnie podziemne przepływów po redniskach są drenowane przez doliny rzek: Biała Przemsza, Dłubnia, Prądnik i Rudawa (fig. 1), a także przez doliny rzeki Sanki, drenujące wody poziomu górnojurajskiego w obszarze Garbu Tenczyńskiego. Obszarami zasilania i działaniami wodnymi przepływów lokalnych są wierzchołki, za podstawami drenażu — doliny potoków, dopływów wymienionych rzek. Występuje duża zgodność zlewni powierzchniowych i podziemnych. Zmienna między innymi i nieciągłe rozprzestrzenienie w ciekawie południowej zbiornika utworów jury rodkowej i dolnej, podciągających warstwy górnojurajskie, umożliwia ograniczony drenaż lub zasilanie wód poziomu jury górnej przez nieciągłe poziomy jurajskie i paleozoiczne w strefach wiązki hydraulicznych. Przepływ regionalny w zbiorniku górnojurajskim odbywa się w kierunku wschodnim, ku niecce miechowskiej (fig. 1). Przeciwnie przy przepływie w skałkach i skrasowiałym górotworze wynoszą od kilkuset do powyżej tysiąca metrów na rok, osiągnęły maksymalne wartości w lokalnych i pośrednich systemach przepływu. W masywie skalnym jednorodnym przy przepływie wód systemem porowym są rzędu od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów na rok, co potwierdzają wyniki badań trytowych

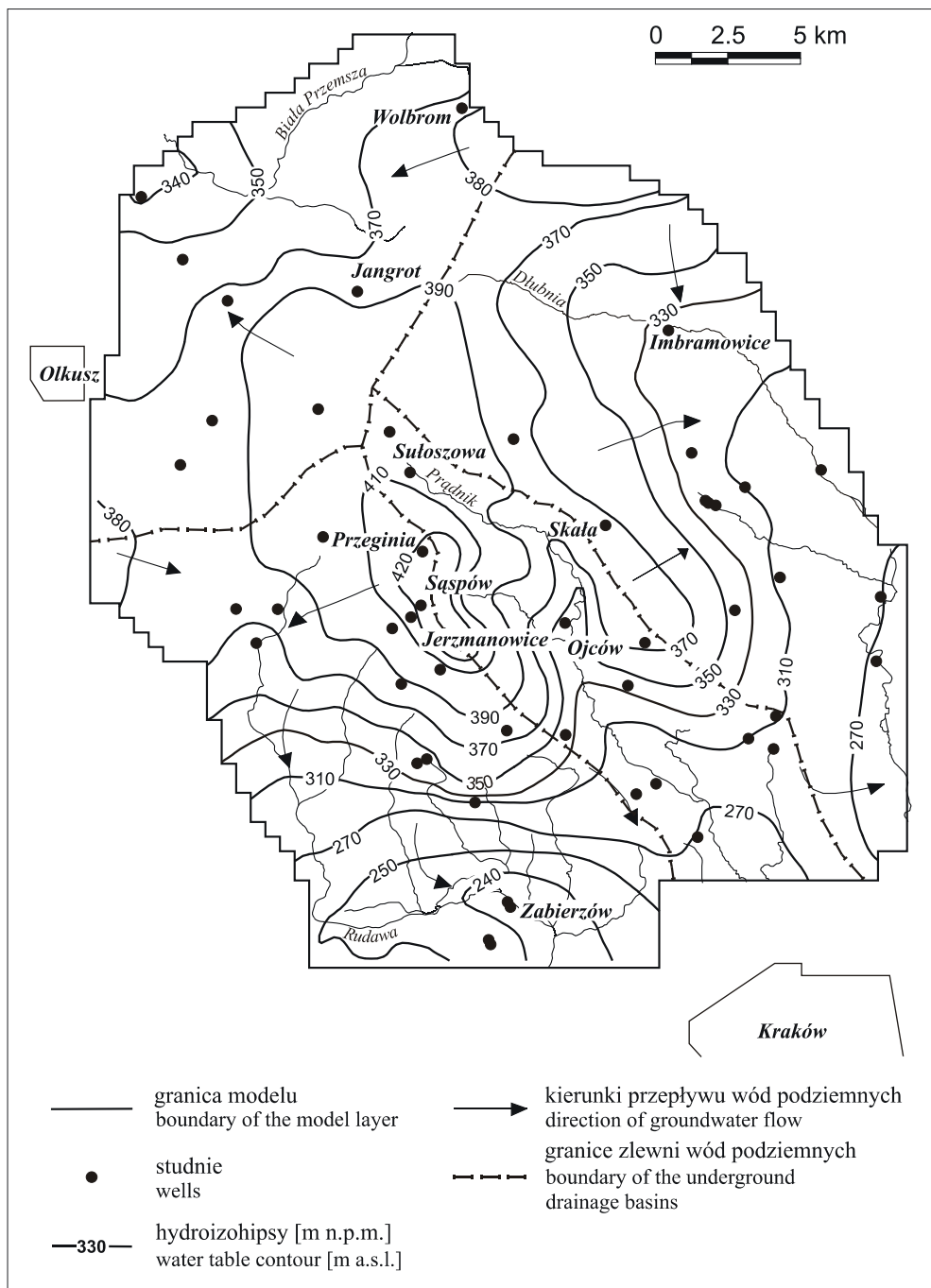


Fig. 1. Mapa hydroizohips poziomu wodono nego jury górnej Wy ny Krakowskiej na podstawie modelowania (według J. Rókowski i in., 2001)

Map of groundwater contours of the Upper Jurassic aquifer, result of modelling (after J. Rókowski *et al.*, 2001)

zlewni Wiercicy i Rudawy. W zlewniach lokalnych dopływów Rudawy średni czas przepływu wód w systemie porowym wynosi od 50 do powyżej 130 lat, natomiast czas obiegu wody w systemie szczelinowo-krasowym nie przekracza 7 lat (J. Rókowski, 1996).

Zasilanie zbiornika następuje na całym obszarze jego występowania, bezpośrednio lub pośrednio przez utwory czwartorzędowe. Szczelinowo-krasowy charakter zbiornika i występowanie przepuszczalnego nadkładu sprzyja infiltracji wód atmosferycznych oraz odnawialności zasobów, a także powoduje redukcję spływu powierzchniowego. Na podstawie modelowania numerycznego, dla stanu z 1998 r., dokonano oceny różel i stopnia odnawialności wód poziomu górnoprąjskiego. Odnawialność zasobów w poszczególnych zlewniach jest różnicowana w zakresie od 21% wskaźnika opadów w zlewni Dłubni do 27% w zlewni Prądnika, a w terminach modułowych — odpowiednio od 4,85 do 6,06 dm³/skm². Infiltracja efektywna opadów atmosferycznych, dominująca w odnawianiu zasobów wód podziemnych, kształtuje się w przedziale od 20% wskaźnika opadów w zlewni Dłubni do 26% w zlewni Prądnika. Przyjmując średni moduł odnawialności 5,5 dm³/skm² dla obszaru bilansowego o powierzchni 652 km², obliczono zasoby odnawialne w wysokości 310 tys. m³/d.

W drenażu wód podziemnych podstawową rolę odgrywa drenaż do rzek (182 tys. m³/d), a w zlewni Białej Prąmszy przyczynianie do kompleksu wodonośnego serii węglańskiej triasu wymuszone drenażem wód przez wyrobiska górnicze kopalni olkuskiego rejonu rudnego (55 tys. m³/d). Podziemną rolę odgrywa odpływ boczny (36 tys. m³/d), a marginalną rolę — pobór wód podziemnych studniami (8 tys. m³/d) (J. Rókowski i in., 2001). Udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym rzeczny wynosi, według badań bilansowych w zlewni Prądnika, około 85%. Rzutuje to na dużej regularnie przepływów rzecznych, typowy dla rodowiska krasowego Wyżyny Krakowskiej, i świadczy o intensywnym drenażu utworów jury górnej. Stosunkowo duży odpływ podziemny jest spowodowany intensywną alimentacją, duża zdolność retencyjna zbiornika wodonośnego w skałach węglanych oraz głębokim rozcięciem przez rzeki poziomów wodonośnych (J. Rókowski, 1996).

RÓDŁA SZCZELINOWO-KRASOWE

Pośrednim sposobem poznania warunków krążenia wód szczelinowo-krasowych w zbiorniku jest analiza reżimu hydrologicznego naturalnych wypływów, jakimi są różel, oraz analiza zmian chemizmu wód z tych wypływów w czasie. Przykładem takiego podejścia badawczego są badania procesów krasowych dla średniego rejonu olkusko-zawierciańskiego prowadzone przez Tyca (1997). Różel należą do strefy drenażu dolinnych lokalnych systemów przepływu, ukształtowanej dzięki urozmaiconej rzeźbie terenu, w której wyróżniają się głębokości (do 100 m) jury krasowe. W jurajskich Dolinkach Krakowskich występuje zgodnie kierunków spływu ciosowych górotworu, dolin i kierunków rozwinięcia korytarzy jaskiniowych (Gradziński, 1962; Z. Alexandrowicz, S.W. Alexandrowicz, 1977). W sumarycznym diagramie kierunków morfologicznych maksymalnie przypadają na kierunkach: 130–140°, 115° (95°), 5° i 45–55°, co odpowiada dwóm systemom spływu ortogonalnie sprzężonym. Kierunki tektoniczne odegrały zasadniczą rolę w kształtowaniu się form morfologicznych obszaru, a systemy ciosowe wpływały decydująco na krążenie wód i rozwój zjawisk krasowych w utworach jury. Badania krenologiczne w zlewni Prądnika wykazały zgodnie kierunków szczelin i kanałów krasowych wyprowadzających wody różelane z kierunkami spływu tektonicznych górotworu. Dominującymi kierunkami ekspozycji

ródeł s NE i SW, podrz dnie wyst puj kierunki NW i SE. ródeł s rozmieszczone nierównomiernie, głównie w obszarach zaanga owanych tektonicznie.

Obserwacje temperatury ródeł pozwalaj na wyró nienie ródeł odprowadzaj cych wody kr enia gł bokiego (przeci tny zakres temperatur od 8,0 do 9,0°C) oraz płytkiego (zakres temperatur od 5,0 do 12,0°C). Roczne zmiany temperatury wód ródlanych drenuj cych wody gł bszej cyrkulacji dochodz do 0,8°C, płytszej cyrkulacji do 5,0°C. Dla porównania temperatura wody w ciekach autochtonicznych zmienia si od 3,4 do 16,0°C, a wód z wykrople w jaskiniach (górnac z strefy wadycznej) waha si od 6,6 do 10,6°C (zwykle do 8,6°C). Najwy sze temperatury wód ródlanych s obserwowane latem, po wyparciu chłodnych wód z zasilania roztopowego przez cieplejsze wody półrocza letniego, a najni sze — w okresie stycze –luty.

Ze wzgl du na poło enie obszaru zasilania s to ródeł a descenzyjne, a bior c pod uwag charakter wypływu — ródeł a descenzyjne i ascenzyjne. Według kryterium morfologicznego dominuj ródeł a podzboczowe i przykorytowe. ródeł a maj przewa nie charakter pokrywowy: rumoszkowy i zwietrzelinowy. Około 50% ródeł zachowało swój naturalny charakter, najwi cej w obszarze chronionym.

O wodono no ci zbiornika wiadcz wydatki ródeł. W obszarze Wy yny Krakowskiej dominuj ródeł a o wydajno ciach bardzo małych <1 l/s i małych 1–5 l/s (S.W. Alexandrowicz, Wilk, 1962; Kleczkowski, 1972). ródeł a o najwi kszych wydajno ciach osi gaj debit 30–70 l/s, a wydajno ródeł a Bielny Młyn w Imbramowicach w okresie roztopów dochodzi nawet do 150 l/s. Warto ci wska nika zmienno ci rocznej R wg Mailetta ródeł badanych w rejonie Ojcowskiego Parku Narodowego s niskie. W okresie badawczym 1967–1971 warto tego wska nika dla ródeł o wydajno ci <1 l/s wynosiła od 1,32 do 3,11; 1–10 l/s — od 1,16 do 5,37; >10 l/s — od 1,23 do 1,58 (J. Rókowski, 1996). ródeł a o małej zmienno ci s zwi zane z zasilaniem autochtonicznym w obr bie lokalnej zlewni ródeł a. Zgodnie z klasyfikacj Worthingtona (1991), ródeł a o przeci tnych du ych wydajno ciach reprezentuj typ ródeł szczelinowo-krasowych podpływowych, drenuj cych głównie odpływ podstawowy, podziemny. Wi kszo ródeł to ródeł a podpływowo-przelewowe i przelewowe, drenuj ce głównie odpływ wezbraniowy. Du a liczba ródeł o małych wydajno ciach wiadczy jednocze nie o rozproszonym charakterze drena u zbiornika górnojurajskiego.

Współczynnik zmienno ci dla twardo ci ogólnej, b d cy według White'a (vide Tyc, 1997) miar organizacji odpływu ze zbiornika krasowego, nie przekracza 5%, co odpowiada systemom z rozproszonym przepływem lub mieszanym rozproszonym i kanałowym. Przeci tny udział ródeł w zasilaniu podziemnym cieków wynosi około 65%.

Wahania wydajno ci ródeł s wynikiem zmian zasilania systemu szczelinowo-krasowo-porowego. Zasilanie roztopowe i roztopowo-deszczowe stanowi w badanym obszarze około 70% całkowitego zasilania wód podziemnych. Czas reakcji o charakterze ci nieniowym — pocz tkowej (t_1) i maksymalnej (t_2) — ródeł badanych w rejonie Ojcowskiego Parku Narodowego na zasilanie roztopowe ródzimowe wynosi: $t_1 < 18$ dni, $t_2 = 3–25$ dni, a na zasilanie roztopowe kowe: $t_1 = 5–60$ dni, $t_2 = 17–79$ dni. Reakcja ci nieniowa wydajno ci ródeł na opady atmosferyczne, zbadana metod opadów poprzedzaj cych, kształtuje si w przedziale od 50 do 800 dni (Leszkiewicz, Rókowski, 2000).

CHEMIZM WÓD SZCZELINOWO-KRASOWYCH

Wody poziomu górnourajskiego cyrkulują w systemie płytkiego kręcenia w rodowisku skał w glanowych. Według klasyfikacji Szczukariewa-Prikłowskiego są to wody dwujonowe typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. Wody przeobrażone antropogenicznie, o lokalnym rozprzestrzenieniu, należą do typów wielojonowych: $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Mg}$. W rodowisku wodnym zbiornikowych skał wapiennych wapń występuje w ilościach nadziemnych w stosunku do magnezu. W lokalnych systemach kręcenia skład chemiczny wód zmienia się wzdłuż dróg ich przepływu, co sygnalizuje ukierunkowana zmienność wskaźnika $r\text{Ca}/r\text{Mg}$ od 4,6 do 76. Udział jonów głównych przekracza zazwyczaj 80% sumy molali kationów i anionów, natomiast wskaźnik $r\text{Mg}/r(\text{Ca}+\text{Mg})$ jest przeważnie mniejszy od 0,26, przy przeciętnych wartościach od 0,02 do 0,15. Wartość wskaźnika $r\text{HCO}_3/r(\text{SO}_4+\text{Cl}+\text{NO}_3)$ mieszczą się w szerokim przedziale od 0,73 do 12,10; przy czym w wodach zdegradowanych wartość wskaźnika anionowego nie przekracza 1,70.

Wody kręce w masywie skał wapiennych są zwykle słabozasadowe (pH 7,00–8,13), a w okresie roztopów rodzimowych i wiosennych w strefie drenacji krenologicznego obserwuje się odczyn wód słabokwasy (pH 6,30–6,96). Obniża ona wartość pH w miarę stałym dopływem zanieczyszczeń antropogenicznych do studni gospodarskich ujmujących wody podziemnego poziomu czwartorzędowego i górnourajskiego.

Czynniki geologiczne i klimatyczne kształtują chemizm wód w formacji w glanowej są przyczyną występowania wód słodkich o przewodności elektrolitycznej właściwej od 30,9 do 68,9 mS/m, który odpowiada mineralizacji 192–427 mg/dm³ (fig. 2). Mineralizacja wód najsilniej przeobrażonych antropogenicznie dochodzi do 900 mg/dm³. Przeciętny poziom twardości ogólnej, wynoszący od 165 do 340 mgCaCO₃/dm³, kwalifikuje wody szczelinowo-krasowe do wód redniotwardych, podziemnie twarde. Budowa geologiczna jest przyczyną dominacji twardości w glanowej (do 94% twardości ogólnej), o czym świadczą względnie niskie wartości wskaźnika hydrochemicznego $r(\text{Ca}+\text{Mg})/r\text{HCO}_3$ w zakresie od 1,83 do 1,00; przeciętnie poniżej 1,40. W wodach przeobrażonych jako twardość ogólna dochodzi do 560 mgCaCO₃/dm³, przy większym udziale twardości niewglanowej (do 40%).

Jednym z produktów reakcji rozpuszczania skał w glanowych jury górnej jest krzemionka, pochodząca najprawdopodobniej z butł krzemiennych występujących w serii wapieni ławicowych, z utworów krzemionkowych tworzących lokalne skupienia w stropie osadów jurajskich w wyniku procesu sylikfikacji osadów, jak i z minerałów ilastych wypełniających formy krasu kopalnego. Średnia zawartość krzemu w wapieniach wynosi 3,4% wag. (Polański, 1988). W wodach poziomu górnourajskiego krzemionka występuje w ilościach od 6,5 do 30,2 mg/dm³, przeważnie poniżej 20 mg/dm³ (fig. 2), czyli w ilościach charakterystycznych dla wód o odczynie obojętnym (Macioszczyk, 1987). Zawartość krzemionki badana w wodach poziomu górnourajskiego w rejonie Olkusz–Zawiercie wynosi 5–10 mg/dm³ (Krawczyk i in., 1990).

W wodach poziomu górnourajskiego, w wyniku ługowania skał w glanowych występują powszechnie metale ziem alkalicznych — stront i bar. Stront ma większy promień jonowy niż wapń i wchodzi łatwiej w struktury aragonitu niż kalcytu. W procesie diagenetyzacji mniej trwałe w rodowisku aragonit przechodzi w kalcyt ubogi w magnez, co może wyzwolić znaczny stront i doprowadzić do jego koncentracji. Skały w glanowe są ubogie w bar, co wynika ze znacznej różnicy promieni jonowych wapnia i baru. Znaczniejsze koncentracje baru wynikają ze zwiększonego udziału domieszek ilastych i barytu (Polański, 1988). Stront jako pierwiastek ruchliwy, towarzyszący wapniowi w migracji wodnej, występuje w ilościach charakterystycznych dla klimatu

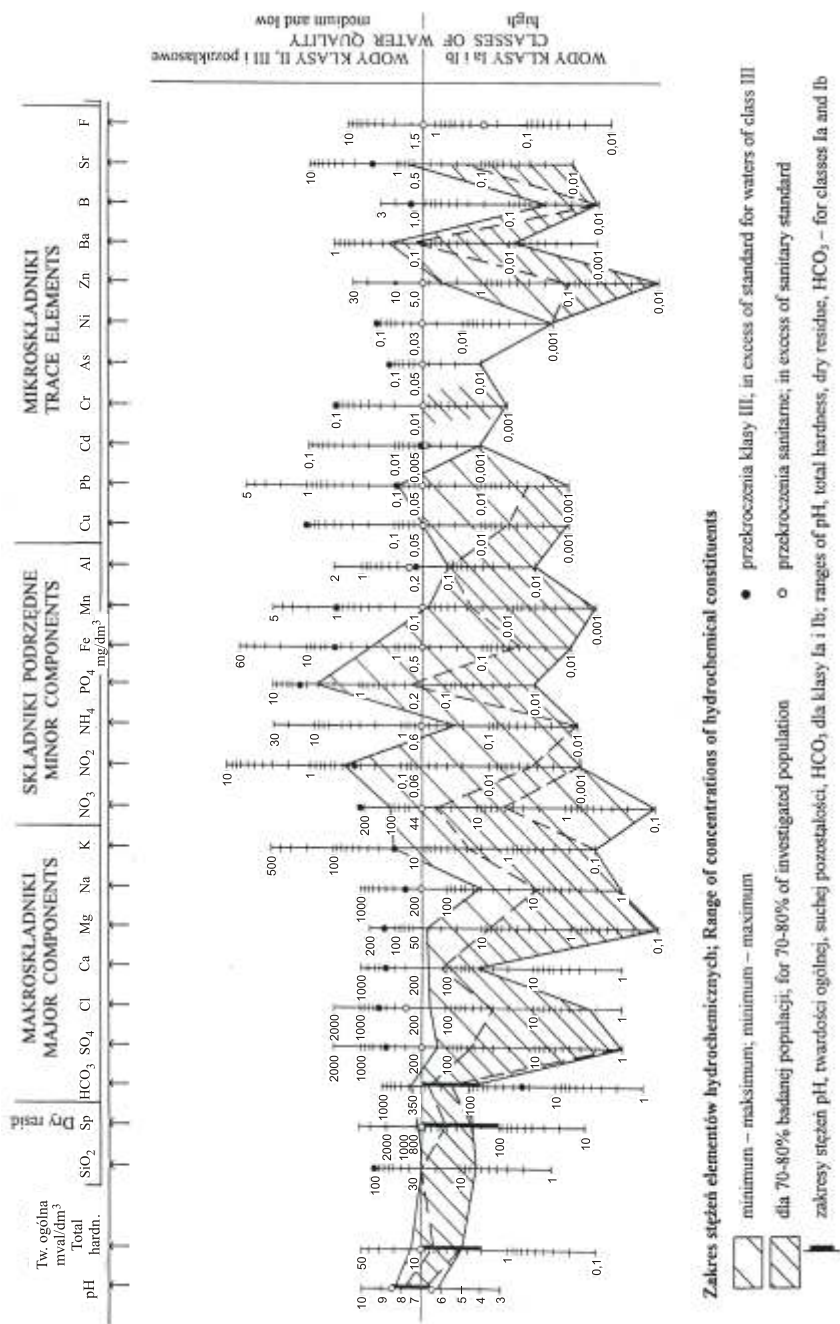


Fig. 2. Zmienne stężenie elementów hydrochemicznych w wodach poziomu górnokarpackiego Wyżyny Krakowskiej na wykreście Schoellera w okresie 1988–1999 (klasyfikacja jako ci wód według PIO, 1995)

Schoeller's diagram showing variability in concentration of hydrochemical constituents of groundwaters in the Upper Jurassic aquifer in Cracow Upland region (1988–1999) (water quality classes according to Environmental Inspectorate, 1995)

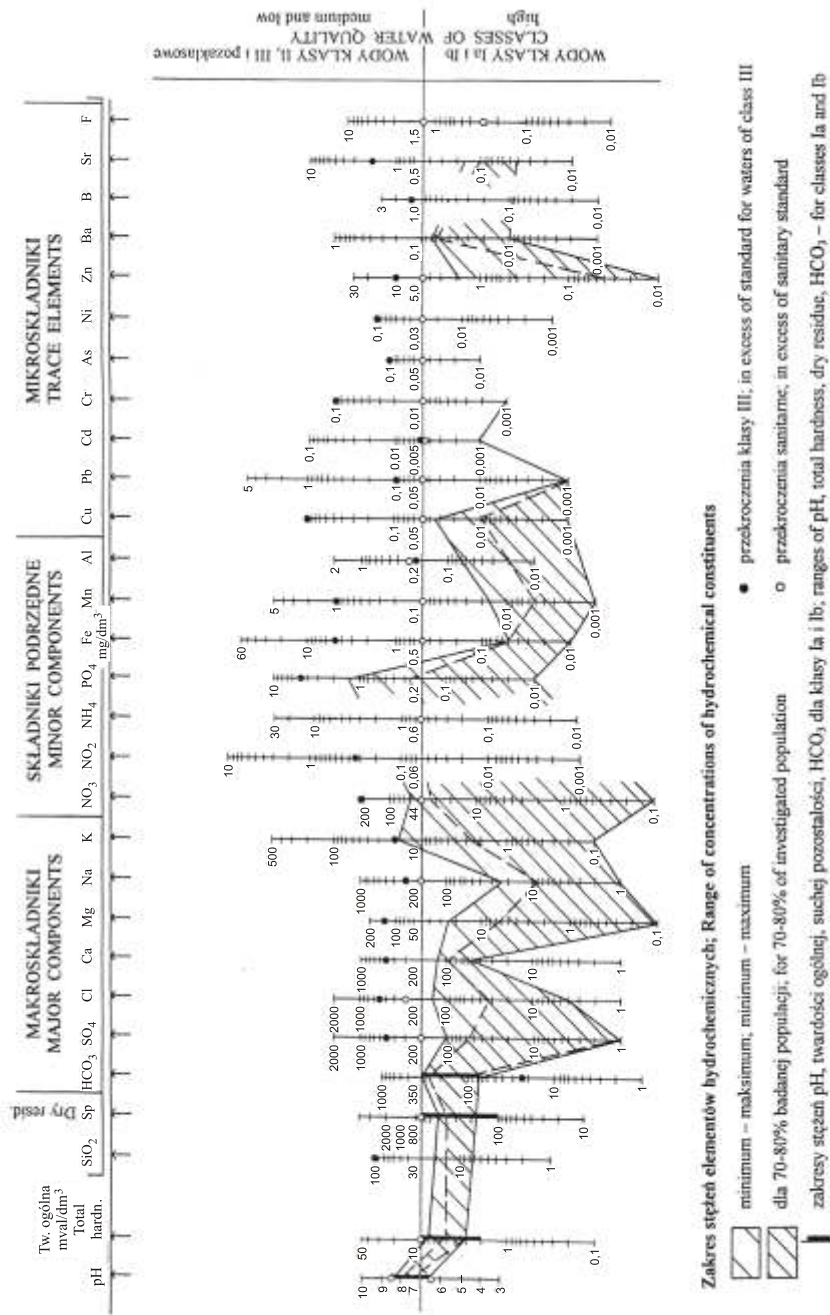


Fig. 3. Zmienne stężenia elementów hydrochemicznych w wodach z wybranych jaski Wyżyny Krakowskiej na wykresie Schoellera w okresie 1988–1999 (klasyfikacja jako ci wód według PIO , 1995)
 Schoeller's diagram showing variability in concentration of hydrochemical constituents in water samples from the selected caves in Cracow Upland (1988–1999) (water quality classes according to Environmental Inspectorate, 1995)

umiarkowanego (Szarcew, 1978). Bar jako słabo ruchliwy migrant wodny jest ilościowo podporządkowany strontowi (fig. 2).

W skałach w glaukowych najpospolitszymi związkami są tlenki i wodorotlenki tych metali. Mangan rozprasza się w skałach w glaukowych w strukturach samych w glauków. W wyniku procesów wtórnych, związanych z wietrzeniem tych skał, związki manganu osadzają się w szczelinach i spękaniach w postaci dendrytów (Polański, 1988). W wodach typu wodorowoglanowego powszechnie występują jony Fe^{2+} i MnHCO_3^+ . Zakres zmienności występowania żelaza i manganu w badanych wodach zmienia się odpowiednio: od 0 do 1,96 mg/dm^3 i od 0 do 0,084 mg/dm^3 .

Mikroskładniki występują w wodach poziomu górnokrakowskiego w ilościach śladowych, m.in. chrom ($<0,002\text{--}0,01 \text{ mg/dm}^3$), ołów ($0,0001\text{--}0,003 \text{ mg/dm}^3$), miedź ($0,0005\text{--}0,005 \text{ mg/dm}^3$), a także kadm, arsen i nikiel (fig. 2). Przeciwnie obecność cynku jest także niska ($0,008\text{--}0,05 \text{ mg/dm}^3$) ze względu na słabą rozpuszczalność w glauków cynku. Lokalnie stwierdzono podwyższone stężenia w wodzie tych składników związane z zanieczyszczeniami rolniczymi i komunalnymi (Pb $0,020\text{--}0,084 \text{ mg/dm}^3$, Cu $0,005\text{--}0,022 \text{ mg/dm}^3$, Zn $0,114\text{--}<1,0 \text{ mg/dm}^3$). Stężenia glinu, zaliczanego do składników podrzędnych, występującego w wodzie o odczynie zasadowym w formie anionu $\text{Al}(\text{OH})_4^-$, są typowe dla wód niskozmineralizowanych strefy utleniającej (Macioszczyk, 1987). Obecność glinu jest związana z domieszkami ilastymi skał w glaukowych.

W próbkach wód pobranych w jaskiniach Wyżyny Krakowskiej także stwierdzono śladową obecność ołowiu, chromu i kadmu. Zakresy przeciwnych stężeń w wodach: Zn do $0,042 \text{ mg/dm}^3$, Mn do $0,005 \text{ mg/dm}^3$, Sr $0,043\text{--}0,109 \text{ mg/dm}^3$ i Ba $0,010\text{--}0,079 \text{ mg/dm}^3$ są w szczególności dla stężeń Fe porównywalne (do $0,039 \text{ mg/dm}^3$), a dla stężeń Cu wyższe (do $0,023 \text{ mg/dm}^3$) w stosunku do tła hydrochemicznego metali w wodach strefy freaticznej (fig. 2, 3).

Wody poziomu górnokrakowskiego są przeważnie dobrej jakości i wymagają jedynie prostego uzdatniania. Według klasyfikacji Państwowej Inspekcji Ochrony Środowiska z 1995 r. zaliczają się głównie do klasy jakości Ib.

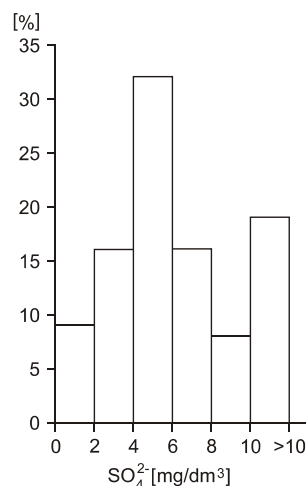
TŁO HYDROCHEMICZNE

Tło hydrochemiczne poziomu wodonośnego jury górnej obszaru Wyżyny Krakowskiej opracowano statystycznie zgodnie z metodą podaną przez Macioszczyk (1987, 1990). Na podstawie przeprowadzonych badań hydrochemicznych określono tło hydrochemiczne: regionalne dla Wyżyny Krakowskiej, lokalne dla zlewni rzek Dłubnia, Prądnik, Rudawa, Sanka oraz dla wybranych jaskiń Wyżyny Krakowskiej (fig. 2, 3). Jako tło regionalne przyjęto najszersze zakresy tła lokalnego z subpopulacji poszczególnych zlewni. Stwierdzono zróżnicowanie tła hydrochemicznego uwarunkowane antropopresją w poszczególnych zlewniach. Najniższe wartości tła hydrochemicznego, najbardziej zbliżone do tła naturalnego, stwierdzono w zlewni Prądnika, gdzie badania skoncentrowano głównie w obszarze Ojcowskiego Parku Narodowego. Najwyższe wartości tła hydrochemicznego odnoszą się do wód szczelinowo-krasowych zlewni Dłubnia i Sanki, gdzie obszar ochrony prawnej środowiska przyrodniczego jest ograniczony. Jedynie zakres tła czystkowego odczynu pH wód jest dla poszczególnych zlewni zbliżony, a jego dolna granica odpowiada wartości średniego odczynu wód strefy hipergenezy w ujściu Szarcewa (1978) — pH = 6,92.

W obszarze krasowym Wyżyny Krakowskiej występują anomalne stężenia wielu elementów w wodach podziemnych. Anomalie te mają charakter rozproszony, punktowy. Wartości anomalnie niskie odnoszą się do stężeń w wodzie jonów: Mg^{2+} , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- i NO_3^- (fig. 2). Ila-

Fig. 4. Histogram rozkładu stężenia siarczanów w opadach atmosferycznych w Ojcowie w okresie 1990–2000 (według Leńki, Partyka, 2001)

Histogram of frequency distribution of sulphur concentration in rainwater in Ojcow in 1990–2000 (after Leńki, Partyka, 2001)



dowa obecność w wodach jonów Mg^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} i NO_3^- oraz dwukrotnie niższe od wartości przeciwnych stężenia HCO_3^- mają najprawdopodobniej charakter anomalii naturalnych. Niższe koncentracje w wodach jonów Cl^- (2–3 mg/dm³), SO_4^{2-} (2–4 mg/dm³) i NO_3^- (1,7–3,2 mg/dm³) mogą być charakterystyczne dla wartości naturalnego tła hydrochemicznego. Wartości anomalnie wysokie występują we wszystkich badanych subpopulacjach. Najwyższe zróźnicowanie stężenia maksymalnych w populacji w stosunku do tła hydrochemicznego wykazują jony: PO_4^{3-} (do 149%), K^+ (do 820%), Mg^{2+} (do 772%), Na^+ (do 443%), co podkreśla mozaikowe występowanie tych anomalii antropogenicznych wywołanych zanieczyszczeniami pochodzenia rolniczego. Przyjmując naturalne ładunki obecne w wodach związków NH_4^+ i NO_2^- , każda zmiana stężenia tych związków azotu sygnalizuje obecność nowych ognisk zanieczyszczenia. Stężenia anomalnie wysokie azotanów są umiarkowanie wyższe od wartości tła hydrochemicznego (233–392%) z powodu regionalnego zanieczyszczenia wód podziemnych tymi związkami.

Wody pobrane w jaskiniach, o zróźnicowanej genezie, charakteryzuje podobne tło hydrochemiczne do wód strefy freaticznej. Wyróżnia je silnie zasadowy odczyn, niższa dolna granica tła cząstkowego jonów HCO_3^- i NO_3^- , niskie wartości SiO_2 i Mg^{2+} , a także wysokie koncentracje jonów SO_4^{2-} związane z suchymi i mokrymi depozycjami zanieczyszczenia atmosferycznych na powierzchni terenu i w strefie epikrasowej, występującej w bezporodnym siedztwie jaski (roczny poziom stężenia SO_2 w powietrzu atmosferycznym w Ojcowie w latach dziewięćdziesiątych wynosił 27,2–46,2 $\mu g/m^3$; fig. 4). Bardzo charakterystyczne jest zróźnicowane tło cząstkowe stężenia azotanów, nawet w obrębie pojedynczych jaski (np. Łokietka czy Zbójnickiej). Tło hydrochemiczne wód pobranych w jaskiniach jest z jednej strony zbliżone do tła naturalnego, z drugiej strony wykazuje mozaikowe zmienności stężenia elementów antropogenicznych: SO_4 , NO_3 i PO_4 , utrudniając syntetyczną ocenę chemizmu wód poszczególnych jaski (Górny i in., 2001).

AGRESYWNÓŚĆ WŁAŚCIWOŚCI WÓD SZCZELINOWO-KRASOWYCH

Wódm jako ciałem metod badania intensywności procesów krasowych wyróżniają się metody określania agresywności w gólanowej wód w różnych fazach jej obiegu w masywie krasowym, szczególnie w ródłach. Agresywność w gólanowa wód jest to zdolność do rozpuszczania określonej ilości w gólanu wapienia lub magnezu. Ilość ta jest ściśle określona granicą nasycenia roztworu, zależną od zawartości wolnego CO_2 , stężenia jonów wodorowych pH i temperatury roztworu. Teoretycznym miarą agresywności wody w stosunku do wapienia jest wskaźnik nasycenia wobec

kalcytu SI_c (White, 1988; Krawczyk, Opołka-Gódek, 1992). W przypadku gdy $SI_c = 0$, woda jest w równowadze w stosunku do kalcytu, gdy $SI_c < 0$, woda jest agresywna wobec kalcytu, a gdy $SI_c > 0$, woda jest przesycona w glanem wapnia. Stopień agresywności w glanowej wod krasowych określa się również jako ciwo z wykorzystaniem diagramów przedstawiających teoretyczny lub wyznaczony eksperymentalnie „drog” wzrostu zawartości $CaCO_3$ w wodzie do momentu uzyskania stanu równowagi układu skała–woda–powietrze. W artykule wykorzystano diagram Tillmansa–Trombe’a, w modyfikacji Muxart–Pulina, dla układu otwartego, pozwalający określić stopień agresywności w glanowej na podstawie pH roztworu, jego temperatury oraz zawartości $CaCO_3$ (biorąc pod uwagę Ca^{2+}) lub TAC wyliczonego z zasadowości ogólnej (Pulina, 1992).

Dla populacji zbadanych ródelska wskaźnik nasycenia wobec kalcytu SI_c mieści się w granicach od $-1,36$ (Łaski Dworskie – zlewnia Dłubni, 07.1993 r.) do $+0,63$ (Pólrzeczeki – zlewnia Sanki, 04.1999 r.), a dla populacji studni głębinowych — od $-0,47$ do $+0,66$ (fig. 5). Wody tranzytowe (eksploatowane studniami) charakteryzują się podobną agresywnością w glanowco wody drenowane przez ródła. Dowodzi to uczestniczenia całej populacji badanych wód w lokalnych systemach przepływu, przy nieznacznym udziale wód podziemnych systemów przepływu. O udziale tych ostatnich wiadczą jedynie niewielkie przesunięcia zakresów wskaźnika nasycenia SI_c wód eksploatowanych studniami w kierunku przesylenia w glanem wapnia (fig. 5). Generalnie w okresie badań w poszczególnych zlewniach dominowały wody agresywne, stanowiły one 67–77% populacji opróbowanych wód.

Stopień agresywności wód podziemnych jury górnej, wyrażony wskaźnikiem nasycenia, zależy od wielu czynników hydrogeologicznych masywu skał glanowych oraz od warunków klimatycznych. Najbardziej agresywne wody występują jesienią i zimą, mniej agresywne (lub przesycone) — wiosną i latem. W okresach wzmożonego zasilania (wezbrania roztopowe i deszcze) woda ma zbyt krótki kontakt ze skałami, by dojść do stanu równowagi układu; dominują wtedy ujemne wartości wskaźnika nasycenia. O skomplikowanych relacjach hydrogeochemicznych w masywie krasowym wiadczą zmienność agresywności w glanowej wod, zarówno sezonowa, jak i w poszczególnych latach hydrologicznych. W październiku 1991 r. stwierdzono dominację wód przesyconych wobec kalcytu, w tym samym miesiącu w latach 1996 i 1998 — przewagę wód agresywnych, a w 1995 r. — współwystępowanie wód agresywnych i przesyconych. Wody agresywne względem kalcytu w wieloletnim badawczym stwierdzono we wszystkich sezonach (fig. 5).

Istnieje ponadto związek pomiędzy stanem zagospodarowania obszaru, stopniem przeobrażenia i agresywności wód wobec kalcytu. Podczas badań hydrochemicznych ródelska Ojcowskiego Parku Narodowego (11.1997–01.1998) stwierdzono wody bliskie granicy nasycenia lub przesycone w obszarach wiejskich (Sułoszowa, Sępólów), natomiast wody agresywne — w ródłach chronionych obszarów leśnych. Największe zmiany agresywności wód w zlewni Sanki w okresie zima–wiosna 1999 r. zaobserwowano w wodach silnie zdegradowanych (na północny zachód od Krakowa: ródło Chrosna SI_c od $-1,29$ do $+0,08$; ródło Aleksandrowickie SI_c od $-0,93$ do 0). W zanieczyszczonych wodach cieków powierzchniowych stwierdzono przeważanie przesylenia w glanem wapnia ($SI_c = 0,02$ – $0,96$).

Bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na stopień agresywności wód szczelinowo-krasowych jest organizacja systemu cyrkulacji podziemnej, rzutująca na reżim hydrologiczny i hydrochemiczny ródelska w strefie drenacji dolinnej. Ródła o najbardziej zmiennym reżimie stanowią ujścia kanałowych przepływów podziemnych i mają wody okresowo silnie agresywne, natomiast ródła mało zmienne i stałe, odwadniające systemy o cyrkulacji rozproszonej kanałowej lub rozproszonej, charakteryzują wskaźniki nasycenia wód wysze w czasie całego cyklu hydrologicznego (Tyc, 1997).

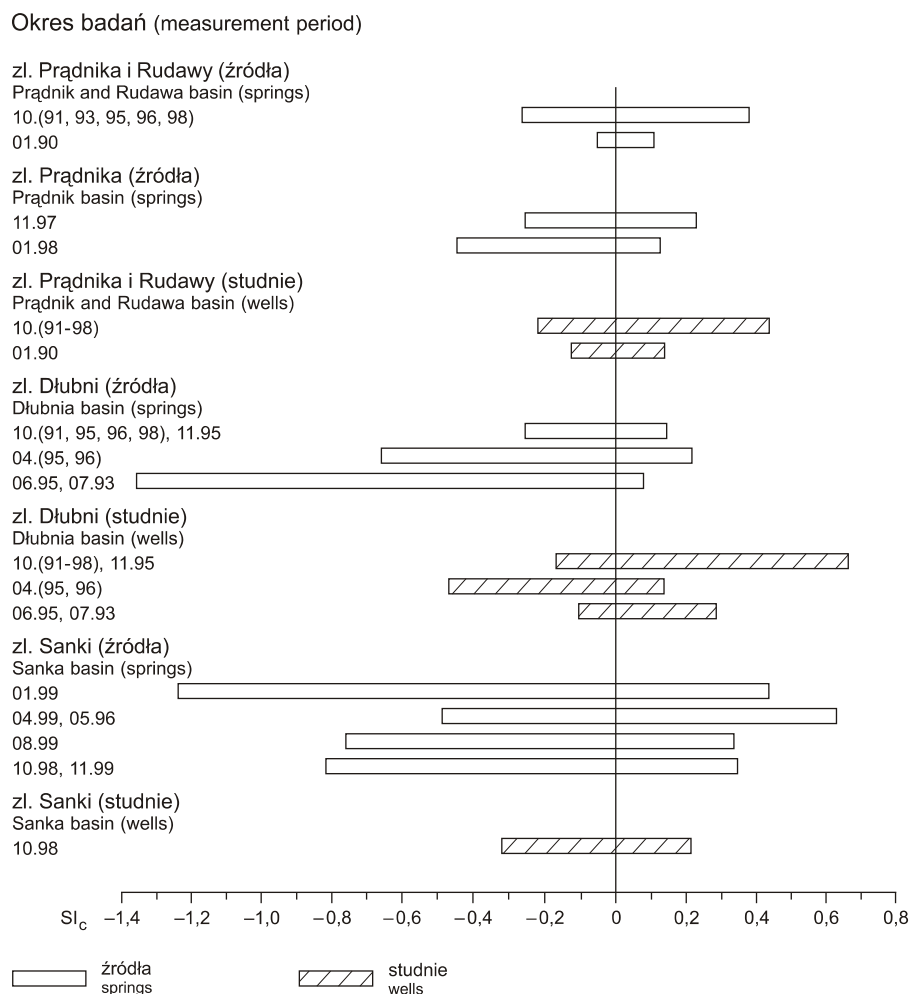


Fig. 5. Zakres zmienności wskaźnika nasycenia SI_c wód podziemnych w latach 1990–1999

Range of variability of saturation index SI_c of groundwater in 1990–1999

Innym podejściem do jakościowego zbadania agresywności w głębokiej wodzie krasowej jest wykorzystanie zawartości Ca^{2+} oraz zasadowości ogólnej w diagramie Tillmanna–Trombe'a. Wykorzystanie TAC do analizy stanu równowagi w głębokiej wodzie podziemnej w obszarach silnie przekształconych antropogenicznie daje bardziej realny obraz procesów zachodzących w zbiorniku. Wapń w wodach podziemnych jury górnej może bowiem pochodzić nie tylko z rozpuszczenia skał w głębokiej, lecz także z soli wapnia w zanieczyszczeniach antropogenicznych w strefie epikrasu i w glebie. Analiza wyników obu metod (Ca^{2+} i TAC) pozwala porównać stopień przekształcenia procesów krasowych wskutek działania czynników antropogenicznych (Tyc, 1997). W sezonie jesienno-zimowym 1997–1998 w zlewni Prądnika stwierdzono „sztucznie” agresywność w głębokiej związanej z podwyższonymi zawartościami Ca^{2+} w wodach zanieczyszczonych,

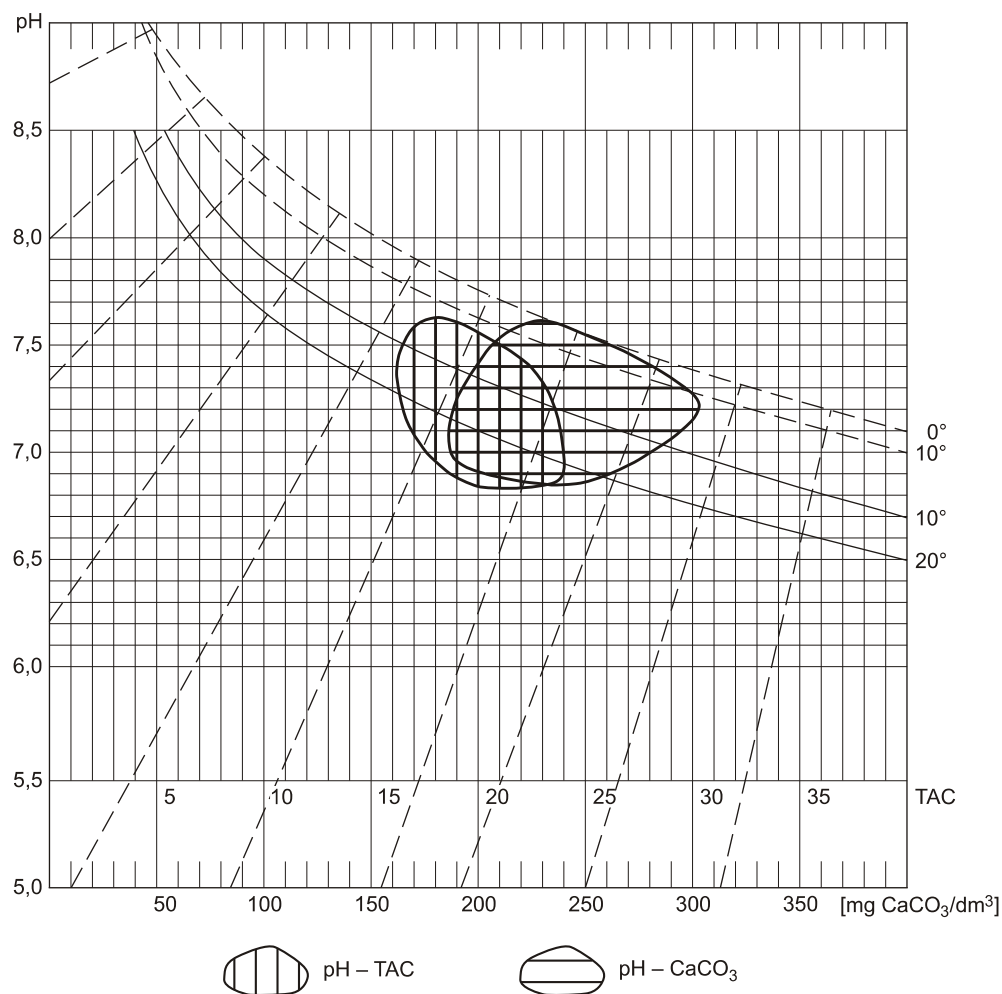


Fig. 6. Obszar zmienności agresywności w glanowej wód ze ródleń zlewni Pr dnika w rejonie Ojcowskiego Parku Narodowego (11.1997–01.1998) na wykresie Tillmansa–Trombe’a w modyfikacji Muxart–Puliny, określony na podstawie relacji pH–TAC, gdzie TAC wyliczone z zawartości HCO_3^- (linia przerywana dla 10°C) oraz pH–CaCO₃, gdzie CaCO₃ wyliczone z zawartości Ca^{2+} (linia ciągła dla 10°C)

Tillman–Trombe’s diagram, modified by Muxart–Pulina, showing carbonate aggressiveness of spring waters of the Pr dnik river drainage basin within Ojców National Park area (11.1997–01.1998), determined from the relation: pH–TAC, where TAC is calculated from HCO_3^- concentration (dotted line for 10°C), and pH–CaCO₃, where CaCO₃ is calculated from Ca^{2+} concentration (continuous line for 10°C)

objawiają się przesyceniem w stosunku do kalcytu połowy populacji badanych wód ródleńskich. Jednocześnie nie na podstawie wartości TAC odnotowano agresywności wobec kalcytu całej populacji badanych wód (fig. 6).

Na diagramie Tillmansa–Trombe’a można prześledzić kierunki zmienności sezonowej agresywności w glanowej wód, przy założeniu odmiennych warunków hydrometeorologicznych

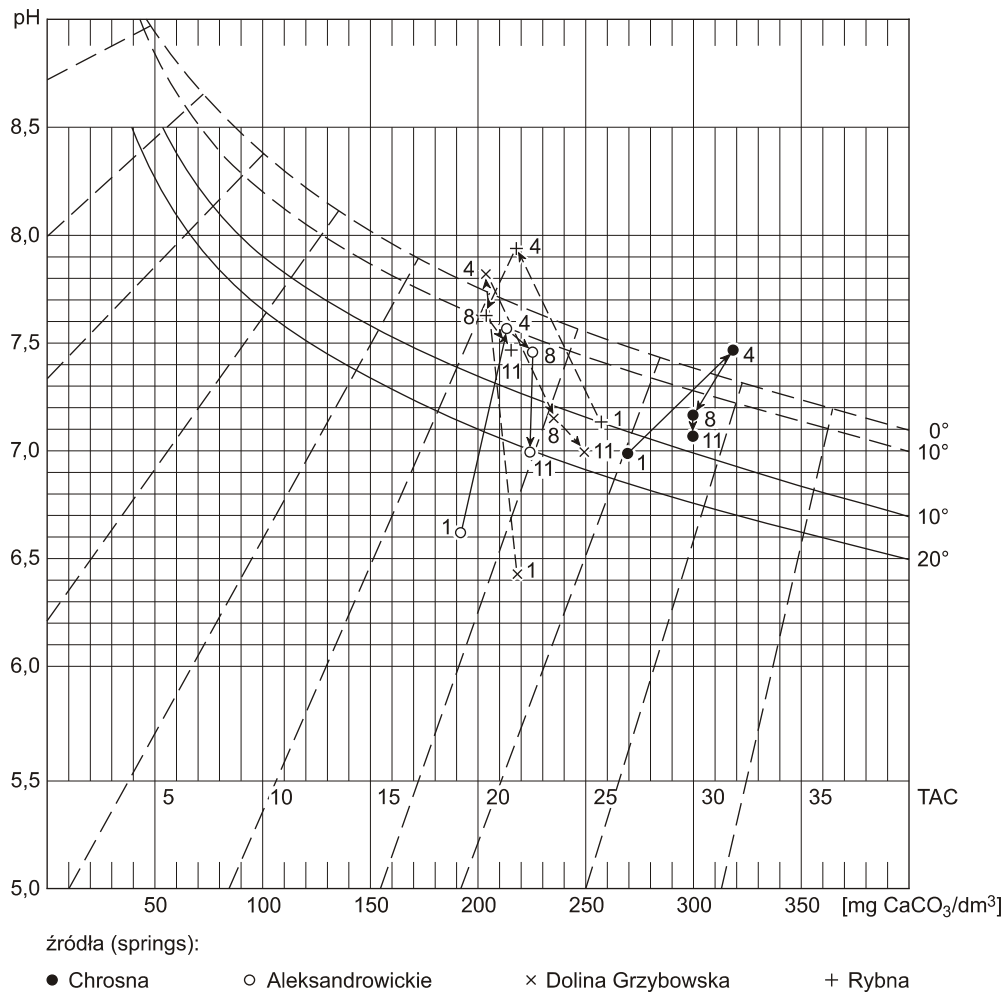


Fig. 7. Zmiany agresywności w glanowej wód wybranych ródleń zlewni Sanki w roku hydrologicznym 1999 na wykresie Tillmansa–Trombe’a w modyfikacji Muxart–Pulina określona na podstawie relacji pH–TAC, gdzie TAC wyliczone z zawartości HCO_3^- (linia przerywana dla 10°C) oraz pH– CaCO_3 , gdzie CaCO_3 wyliczone z zawartości Ca^{2+} (linia ciągła dla 10°C); numeracja punktów odpowiada miesiącom

Tillman–Trombe’s diagram, modified by Muxart–Pulina, showing carbonate aggressiveness of the selected spring waters of the Sanka river drainage basin in hydrological year 1999, determined from the relation: pH–TAC, where TAC is calculated from HCO_3^- concentration (dotted line for 10°C), and pH– CaCO_3 , where CaCO_3 is calculated from Ca^{2+} concentration (continuous line for 10°C); point numeration corresponds to months

w poszczególnych latach hydrologicznych. W 1995 r. w zlewni Sanki agresywne zimowe wody ródlane ulegały zwykle przesyleniu kalcytem wiosną, latem nastąpił nieznaczny wzrost agresywności wód (blisko granicy nasycenia), a jesienią generalny wzrost agresywności (fig. 7). Bilans zimowy i przebieg roztopów decydują o tym, czy w marcu i kwietniu wody będą silnie agresywne, czy też przesycone w glanem wapnia. Efekt roztopowy poprzedzony jest długim kon-

taktem wody pochodzącej z topniejącego lodowca. Wzrost mineralizacji wód w strefie drenu u dolinnego źródła jest z dopływem zanieczyszczonych wód pochodzących ze strefy epikrasowej oraz ze strefy wadycznej (zarówno górnej części, jak i ze strefy przejściowej). W wodach źródłanych okresowo wzrasta znacząco udział soli wapnia i magnezu pochodzących z procesów antropogenicznych w strefie epikrasowej i glebie, nie będących efektem rozpuszczania (J. Rókowski, 1996; Tyc, 1997). Badania hydrochemiczne wykonane w zlewni Rudawy i Prudnika w latach dziewięćdziesiątych potwierdzają tezę, że jony związane z procesami rozpuszczania wykazują niewielką zmienność we wszystkich źródłach, natomiast jony związane głównie (lub wyłącznie) z zanieczyszczeniami antropogenicznymi mają dużą zmienność. Wartość współczynnika zmienności V_s dla stężenia ogólnego i zasadowości wód poszczególnych źródeł wynosiła odpowiednio: 1,6–4,4% i 3,0–7,2% natomiast dla stężenia jonów NO_3^- 13,6–31,8%, Cl^- 12,5–21,3% i SO_4^{2-} 16,1–43,9%.

PODSUMOWANIE

Poziomy wodonośny jury górnej na Wyżynie Krakowskiej jest dobrym poligonem badawczym dla obserwacji warunków krążenia i chemizmu wód w obszarze krasu w gólanowym. Złoty charakter cyrkulacji tych wód wynika z potrójnej porowatości masywu wapiennego (szczelinowej, krasowej i porowej), występowania źródlowców pionowych stref hydrogeologicznych (wadycznej, przejściowej i freaticznej) oraz trzech typów przepływu wód w strefie freaticznej (lokalnego, pośredniego i regionalnego).

Chemizm wód poziomu górnourajskiego formuje się w warunkach płytkiego krążenia w środowisku skał w gólanowych. Procesy rozpuszczania skał w gólanowych są zintensyfikowane antropopresją. Wskaźnik nasycenia wobec kalcytu SI_c badanej populacji wód, będący teoretycznym miarą agresywności w gólanowej wodzie, mieści się w zakresie od $-1,36$ do $+0,66$ i ulega zmienności sezonowej (wzrasta agresywność wód w półroczu zimowym). Najbardziej agresywne wody występują w okresach wzmożonego zasilania (wezbrania roztopowe i deszczowe).

Specyfika środowiska krasowego jest motywowana przeprowadzaniem kompleksowych badań hydrochemicznych w jaskiniach, studniach o różnej głębokości ujęcia wód użytkowych (do 300 m p.p.t.), w źródłach szczelinowo-krasowych oraz ciekach autochtonicznych. Badania w strefie wadycznej parametrów fizykochemicznych wód opadowych infiltrujących w gólan masywu dostarczają informacji o stopniu modyfikacji składu chemicznego już na wczesnym etapie jego formowania.

Budowa geologiczna Jury Krakowskiej warunkuje występowanie zasobnego zbiornika wód podziemnych (przeciętny moduł odnawialności $5,5 \text{ dm}^3/\text{skm}^2$, czyli $475,4 \text{ m}^3/\text{dkm}^2$) dobrej jakości, wymagających najwyższego prostego uzdatniania. Zbiornik górnourajski o zasobach odnawialnych w wysokości 310 tys. m^3/d (dla obszaru bilansowego o powierzchni 652 km^2) jest wykorzystywany ekstensywnie poprzez eksploatację wód studniami oraz drenami wód wskutek aktywności górnictwa cynkowo-olowiowego w rejonie olkuskim, w ilości 91 tys. m^3/d . Zanieczyszczenie powietrza związane z bliskością aglomeracji miejsko-przemysłowych Krakowa i Górnego Łódzka, rolnicze zagospodarowanie terenu, wzmożony ruch turystyczny powodują umiarkowaną antropopresję na wyżynie, odkryty, szczelinowo-krasowy wodonosiec wapieni górnej jury. Jednocześnie wody podziemne są głównym źródłem zaopatrzenia ludności wiejskiej i rolnictwa w wodę. Szczegółowe rozpoznanie hydrogeologiczne użytkowego zbiornika górnourajskiego umożliwi przyjęcie najbardziej efektywnego scenariusza racjonalnej eksploatacji i ochrony tych wód w dobie aktualnych transformacji społeczno-ekonomicznych.

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W., WILK Z., 1962 — Budowa geologiczna i ródła doliny Pr dnika w Ojcowskim Parku Narodowym. *Ochrona Przyrody* **28**: 187–210.
- ALEXANDROWICZ Z., ALEXANDROWICZ S.W., 1977 — Zarys budowy geologicznej. *Studia Naturae* s. B, **28**: 33–49.
- GLĄZEK J., PACHOLEWSKI A., RÓ KOWSKI A., 1992 — Karst aquifer of the Cracow–Wielu Upland (Poland). W: Hydrogeology of selected karst regions. T. 13: 289–306. Int. Conf. of Hydrogeol. Heise Verlag, Hanower.
- GÓRNY A., MOTYKA J., PARTYKA J., RÓ KOWSKI K., 2001 — Jako wód w strefie aeracji w wapieniach jurajskich w Ojcowskim Parku Narodowym. Mat. Symp. Badania naukowe w południowej cz ci Wy ny Krakowsko-Cz stochowskiej: 35–39. Wyd. Ojcowski Park Narodowy, Kraków.
- GRADZI SKI M., 2001 — Kras i jaskinie Jury Krakowskiej — zarys problematyki. *Ibidem*: 40–47.
- GRADZI SKI R., 1962 — Rozwój podziemnych form krasowych w południowej cz ci Wy ny Krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **32**, 4: 429–482.
- KLECZKOWSKI A.S., 1972 — Wody powierzchniowe i podziemne Wy ny Krakowsko-Wielu skiej. *St. O r. Dok. Fizjograf.*, **1**: 31–67.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 — Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony (z obja nieniami), skala 1:500 000. CPBP 04.10.09. Ochrona i kształtowanie rodowiska przyrodniczego. Wyd. AGH, Kraków.
- KRAWCZYK W., PULINA M., TYC A., 1990 — Zmiany położenia zwierciadła i degradacja jako ci wód podziemnych w utworach jurajskich rejonu olkuskiego. *Zesz. Nauk AGH* **1368 Sozol. Sozotech.**, 32: 57–76.
- KRAWCZYK W., OPOŁKA-G DEK J., 1992 — Interpretacja analiz fizykochemicznych wody na przykładzie zlewni Potoku Ko cieliskiego (Tatry Zachodnie). W: A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*: 40–64. Wyd. U l., UAM, Katowice, Pozna .
- LE NIOK M., PARTYKA J., 2001 — Badania zanieczyszczone wód opadowych na obszarze Ojcowskiego Parku Narodowego. Mat. Konf. Badania naukowe w południowej cz ci Wy ny Krakowsko-Cz stochowskiej: 64–66. Wyd. OPN, Kraków.
- LESZKIEWICZ J., RÓ KOWSKI J., 2000 — Response of karstic-fissured springs to infiltration recharge in the area of Ojców National Park (Cracow Upland, southern Poland). *Kras i Speleol. U l.*, **10**, 19: 27–44.
- LISZKOWSKA E., PACHOLEWSKI A., 1989 — Ilo ciowa ocena struktury hydraulicznej masywu wapieni górnojurajskich zlewni Wiercicy. Mat. Konf. Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony: 23–32. Wyd. SGGW-AR, Warszawa.
- MACIOSZCZYK A., 1987 — Hydrogeochemia. Wyd. Geol., Warszawa.
- MACIOSZCZYK A., 1990 — Tło i anomalie hydrogeochemiczne. Metody badania, oceny i interpretacji. Podprogram CPBP 04.10. Ochrona i kształtowanie rodowiska przyrodniczego, z. 54. Wyd. SGGW-AR, Warszawa.
- MOTYKA J., PULIDO-BOSH A., PULINA M., 1993 — Wybrane problemy hydrologii i hydrogeologii krasowej w skałach w glanowych. *Kras i Speleol. U l.*, **7**, 16: 7–22.
- PACZY SKIB. (red.), 1993 — Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000. Cz I. Systemy zwykłych wód podziemnych. Pa stw. Inst. Geol., Warszawa.
- POLA SKI A., 1988 — Podstawy geochemii. Wyd. Geol., Warszawa.
- PULINA M., 1992 — Denudacja krasowa. W: A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*: 16–39. Wyd. U l., UAM, Katowice, Pozna .
- RÓ KOWSKI A. (red.), 1990 — Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych Monokliny l sko-Krakowskiej i problemy ich ochrony. Podprogram CPBP 04.10. Ochrona i kształtowanie rodowiska przyrodniczego, z. 57. Wyd. SGGW-AR, Warszawa.
- RÓ KOWSKI A., PACHOLEWSKI A., JÓ WIAK A., 1985 — Problemy hydrogeologiczne jury górnej Wy ny Krakowsko-Cz stochowskiej. Mat. Symp. Aktualne problemy hydrogeologii: 65–74. Wyd. AGH, Kraków.
- RÓ KOWSKI J., 1996 — Przeobra enia składu chemicznego wód krasowych południowej cz ci Wy ny Krakowskiej (zlewnia Rudawy i Pr dnika). *Kras i Speleol. U l.*, nr spec. **1**: 106ss.
- RÓ KOWSKI J., KOWALCZYK A., RUBIN K., WRÓBEL J., 2001 — Odnawialno wód szczelinowo-krasowych poziomu górnojurajskiego w obszarze Wy ny Krakowskiej — na podstawie modelowania numerycznego. Mat. Symp. Współczesne problemy hydrogeologii. T. 10: 245–252. Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław.

-
- RÓ KOWSKI J., MOTYKA J., BORCZAK S., RÓ KOWSKI K., 2001 — Znaczenie przestrzeni porowej w strukturze hydraulicznej masywu krasowego wapieni górnourajskich Wyżyny Krakowskiej w świetle badań laboratoryjnych. *Ibidem*: 253–256.
- SZWARCEW S.L., 1978 — Średnie koncentracje chemicznych elementów w podziemnych wodach strefy gipsogipsu. Akad. Nauk SSSR. Geologia i geofizyka, No 4. Izd. Nauka, Nowosibirsk.
- TYC A., 1997 — Wpływ antropopresji na procesy krasowe Wyżyny Łódzko-Krakowskiej na przykładzie obszaru Olkusz–Zawiercie. *Kras i Speleol. Uł.*, nr spec. 2:175ss.
- WHITE W.B., 1988 — Geomorphology and hydrology of karst terrains. Oxford Univ. Press, New York–Oxford.
- WORTHINGTON S.R.H., 1991 — Karst hydrogeology of the Canadian Rocky Mountains. PhD thesis. Dep. Geogr., McMaster Univ., Hamilton.