

Andrzej Tyc

**Wpływ antropopresji na procesy krasowe
Wyżyny Śląsko-Krakowskiej
na przykładzie obszaru Olkusz—Zawiercie**



WYDAWNICTWO UNIwersYTEtu śląskiego
KATOWICE 1997

**Kras
i speleologia**

Numer specjalny 2(1997)

**Wpływ antropopresji na procesy krasowe
Wyżyny Śląsko-Krakowskiej
na przykładzie obszaru Olkusz—Zawiercie**

Andrzej Tyc

**Anthropogenic impact on karst processes
in the Silesian-Cracow Upland
(Olkusz—Zawiercie area as example)**

**Prace Naukowe
Uniwersytetu Śląskiego
w Katowicach
nr 1633**

Andrzej Tyc

**Wpływ antropopresji na procesy krasowe
Wyżyny Śląsko-Krakowskiej
na przykładzie obszaru Olkusz—Zawiercie**



WYDAWNICTWO UNIwersYTETU ŚLĄSKIEGO
KATOWICE 1997

**Kras
i speleologia**

Numer specjalny 2(1997)

Redaktor serii (Editor of the Series:
Nauki o Ziemi — Earth Sciences)
ANDRZEJ T. JANKOWSKI

Recenzent (reviewer)
KAZIMIERZ PĘKALA

Redaguje Zespół (Editorial Board)
STANISŁAW DŻUŁYŃSKI, JERZY GŁAZEK
RYSZARD GRADZIŃSKI, ALFRED JAHN
(Przewodniczący — President)
VLADIMIR PANOŚ, MARIAN PULINA

Redaktor naukowy (Scientific Editor)
MARIAN PULINA

Na okładce: Okolice Smolenia
Autor fotografii
ADAM POLONIUS

Projekt okładki i strony tytułowej
ANDRZEJ TYC



N 286/1633

Adres wymiany (Address for exchange)
UNIWERSYTET ŚLĄSKI
ZAKŁAD GEOMORFOLOGII KRASU
ul. Będzińska 60
PL 41-200 SOSNOWIEC, Poland

Treść

Wstęp	7
Cele i zakres opracowania	9
Charakterystyka obszaru Olkusz—Zawiercie	15
Położenie i granice obszaru badań	15
Charakterystyka wybranych elementów środowiska geograficznego obszaru Olkusz—Zawiercie	19
Etapy rozwoju antropopresji	27
Cechy hydrogeologiczne zbiorników wód podziemnych krasu olkusko-zawierciańskiego	29
Ogólne uwagi o cyrkulacji wód podziemnych w krasie węglanowym	29
Szczelinowo-krasowy zbiornik wód podziemnych w wapieniach i dolomitach środkowotriasowych	33
Krasowy zbiornik wód podziemnych w wapieniach górnójurajskich	37
Warunki hydrometeorologiczne obszaru Olkusz—Zawiercie w okresie badań	41
Opady atmosferyczne i wahania zwierciadła wód podziemnych w latach 1960—1990	42
Roczny przebieg opadów atmosferycznych w latach 1989—1991	46
Termika powietrza i pokrywa śnieżna w latach 1989—1991	49
Charakterystyka odpływu w latach 1989—1990	51
Sezonowość zjawisk hydrometeorologicznych w okresie badań	53
Cechy fizyczne i właściwości chemiczne wód podziemnych krasu olkusko-zawierciańskiego	58
Uwagi metodyczne	58
Właściwości fizyczne i chemiczne wód podziemnych serii węglanowej triasu	62
Właściwości fizyczne i chemiczne wód podziemnych serii węglanowej jury	65

Cechy reżimu hydrologicznego i hydrochemicznego źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie	67
Reżim hydrologiczny wybranych źródeł	70
Reżim hydrochemiczny wybranych źródeł	73
Sezonowa zmienność właściwości fizycznych i chemicznych wód źródeł w Ryczówku i w Kluczach	86
 Antropogeniczne przekształcenia obiegu wody w krasie olkusko-zawierciańskim	92
Zmiany w funkcjonowaniu i odpływie ze zbiornika serii węglanowej triasu	92
Zmiany w funkcjonowaniu i odpływie ze zbiornika serii węglanowej jury	101
Antropogeniczne przekształcenia składu chemicznego wód podziemnych krasu olkusko-zawierciańskiego	104
Geneza podstawowych elementów składu jonowego wód krasu olkusko-zawierciańskiego	105
Zanieczyszczenie wód podziemnych zbiornika jury górnej azotanami	114
 Geomorfologiczne konsekwencje wpływu antropopresji na procesy krasowe w obszarze Olkusz—Zawiercie	118
Procesy rozpuszczania skał węglanowych w warunkach silnej antropopresji obszaru Olkusz—Zawiercie	118
Agresywność węglanowa wód podziemnych	118
Poziom współczesnej denudacji chemicznej	128
Krasowe procesy zapadliskowe wywołane działalnością człowieka w olkuskim rejonie eksploatacji rud cynku i ołowiu	144
Krasowe formy zapadliskowe i reprodukowane w osadach pokrywowych	145
Zapadliska górnicze <i>sensu stricto</i>	149
Zapadliska górnicze krasowe	150
Indukowane lejki krasowe	153
Rola procesów zapadliskowych wywołanych antropopresją we współczesnym systemie denudacyjnym obszaru Olkusz—Zawiercie	155
 Model procesów krasowych wywołanych antropopresją lub będących pod jej wpływem na przykładzie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej	157
 Wnioski końcowe	162
 Bibliografia	164
 Summary	173
Résumé	175

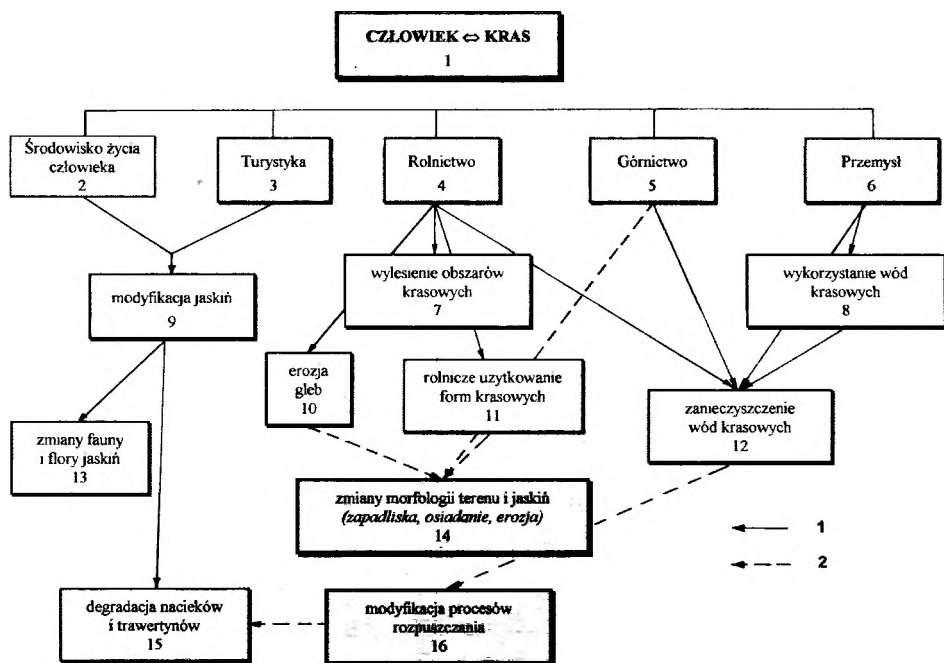
Wstęp

Środowisko przyrodnicze obszarów krasowych należy do najbardziej podatnych na przekształcenia pod wpływem działalności człowieka. Woda — podstawowy czynnik rozwoju krasu, penetruje masywy krasowe szybko i do znacznych głębokości. Dlatego wszelkiego rodzaju zaburzenia obiegu wody w krasie zarówno fizyczne, jak i chemiczne mają wpływ na zmiany całego środowiska morfogenetycznego.

Wzajemne związki pomiędzy środowiskiem krasowym a działalnością człowieka stały się w ostatnich latach ważnym problemem badawczym zarówno z punktu widzenia naukowego, jak i praktycznego. Ma to wyraz w rozwoju nowej, odrębnej dziedziny badań krasowych — krasologii stosowanej. Zainteresowanie geografów badaniem relacji człowiek—środowisko krasowe znalazło odzwierciedlenie w utworzeniu Grupy Roboczej przy Międzynarodowej Unii Geograficznej "Man's Impact in Karst" (kierowanej przez prof. Iwana Gamsa z Uniwersytetu w Lublanie), przemianowanej później na "Environmental Changes in Karst Areas" (której przewodniczy prof. Ugo Sauro z Uniwersytetu w Padwie). Na Kongresie Geograficznym w Waszyngtonie w 1993 roku powstała na jej podstawie Komisja przy Międzynarodowej Unii Geograficznej "Environmental Changes and Conservation in Karst Areas" (IGU 92.C05) kierowana przez prof. Ugo Saure.

W świetle prowadzonych na bardzo dużą skalę i różnymi metodami badań wpływu działalności człowieka na środowisko przyrodnicze obszarów krasowych można mówić o dwóch rodzajach takiego wpływu (m.in. Nicod, 1988; Tyc, 1992; Williams, 1993):

- oddziaływaniu bezpośrednim — destrukcja środowiska przyrodniczego;
- oddziaływaniu pośrednim — rozwój procesów krasowych pod wpływem działalności człowieka.



Ryc. 1. Bezpośrednie (1) i pośrednie (2) oddziaływanie czynników antropogenicznych na środowisko krasowe

Fig. 1. Direct (1) and indirect (2) influence of anthropogenic factors on karst environment

1 — man-karst, 2 — environment of human life, 3 — tourism, 4 — agriculture, 5 — mining, 6 — industry, 7 — deforestation of karst areas, 8 — use of karst water, 9 — modification of caves, 10 — soil erosion, 11 — agricultural use of karst forms, 12 — pollution of karst water, 13 — changes of cave fauna and flora, 14 — transformation of karst morphology (collapses, subsidences, erosion), 15 — degradation of speleothems and travertin, 16 — modification of solution processes

Bezpośrednia degradacja i destrukcja środowiska krasowego obejmuje: (a) zużywanie zasobów środowiska przyrodniczego (woda, surowce mineralne, skały węglanowe, osady jaskiniowe itp.), (b) zanieczyszczenie wód krasowych (zmiany ich jakości), (c) odwodnienie masywów krasowych w strefie ujęć wód podziemnych i eksploatacji górniczej, (d) konstrukcje techniczne w krasie (zabudowa, konstrukcje hydrotechniczne — zapory, kanały itp.), (e) niszczenie jaskiń i degradacja walorów ich środowiska (likwidacja jaskiń w kamieniołomach, turystyka i eksploracja w jaskiniach).

Pośrednie oddziaływanie wymienionych, destrukcyjnych działań człowieka na środowisko przyrodnicze obszarów krasowych przejawia się rozwojem procesów aktywizowanych lub przeobrażanych antropogenicznie i obejmuje: (a) modyfikację przebiegu procesów rozpuszczania skał węglanowych, (b) rozwój procesów erozji i sufozji podziemnej prowadzących do ekshumacji paleokrasu i (c) zmiany morfologii obszarów krasowych.

Niniejsza praca obejmuje jedynie zagadnienia procesów krasowych aktywowanych i modyfikowanych w wyniku działalności człowieka (ryc. 1).

Cele i zakres opracowania

Na tle zarysowanej specyfiki wpływu działalności człowieka na środowisko przyrodnicze w krasie wyłaniają się problemy, które były przedmiotem badań autora. Zasadnicze cele niniejszej pracy zatem sprowadzają się do możliwie wyczerpującego rozwiązania następujących zagadnień. Są to:

- zbadanie mechanizmu funkcjonowania współczesnego środowiska morfogenetycznego krasu Wyżyny Śląsko-Krakowskiej pod wpływem działalności człowieka;
- rozpoznanie cech hydrologicznych i hydrochemicznych krasu serii węglanowej triasu i jury pogranicza Wyżyny Śląskiej i Krakowskiej;
- wyodrębnienie wśród tych cech takich, które mają charakter antropogeniczny oraz wykrycie prawidłowości różniących pod tym względem obie jednostki fizyczno-geograficzne;
- próba ujęcia jakościowego i ilościowego zmian zachodzących w systemie podziemnej cyrkulacji wód krasowych w zasięgu serii węglanowej triasu i jury Wyżyny Śląsko-Krakowskiej;
- wyjaśnienie uwarunkowań i tendencji zmian w środowisku morfogenetycznym obszarów krasowych pod wpływem antropopresji.

W świetle tak zarysowanych celów ogólnych autor starał się rozstrzygnąć również pewne problemy szczegółowe, które nurtują współczesną krasologię i geomorfologię dynamiczną. Wśród nich należy wymienić nie dość dobrze poznaną i często niedocenianą rolę, jaką odgrywają procesy hydrochemiczne zachodzące w zbiornikach krasowych podczas roztopów wiosennych i odwilży w aktywizowaniu procesów korozji oraz degradacji jakości wód krasowych. Znakomita większość klasycznych prac dotyczących analizy procesów krasowych i organizacji cyrkulacji wód krasowych z wykorzystaniem zmian właściwości fizykochemicznych pochodzi z obszarów krasowych pozbawionych typowych zjawisk roztopowych lub obejmuje jedynie wpływ opadów deszczu jako impulsu hydrologicznego (m. in. Jakucs, 1959; Williams, 1983; Bonacci, 1987; Smith, 1993). Innym takim problemem jest powiązanie współczesnego cyklu morfogenetycznego ze starszymi etapami rozwoju rzeźby krasowej. Związane jest to z rolą paleokrasu i silnie rozwiniętego epikrasu w aktywizowaniu i modyfikowaniu procesów krasowych pod wpły-

wem antropopresji. Wyżyna Śląsko-Krakowska jest dobrym przykładem obszaru paleokrasowego znajdującego się pod wpływem antropopresji (zob. m.in. Pulina, Tyc, 1987, Bosak, 1989).

Z uwagi na kontrowersje wynikające z niejednoznacznego pojmowania terminu „kras” i definiowania go na podstawie różnych założeń poniżej przedstawiono kilka spostrzeżeń dotyczących historycznej ewolucji definicji oraz rozumienia „krasu” w kontekście niniejszego opracowania. We współczesnej literaturze krasowej i speleologicznej wykorzystuje się wiele, często skrajnych w swych założeniach, definicji „krasu”. Ta duża różnorodność i niejednoznaczność z jednej strony jest rezultatem historycznego rozwoju tego terminu, a z drugiej specyfiki dziedzin naukowych używających pojęcia na własne potrzeby. Na przykład wielu geologów, głównie zajmujących się petrografią i stratygrafią, uważa że „kras” to diagenetyczna facja zapisana w masywie skał węglanowych, powstała i kontrolowana przez rozpuszczanie oraz migrację węglanu wapnia w wodach meteorycznych, występująca w różnych warunkach klimatycznych i tektonicznych oraz tworząca specyficzne formy powierzchni (James, Choquette, 1985). Inaczej termin „kras” jest rozumiany przez hydrogeologów, a jeszcze inaczej przez ekologów pracujących w obszarach krasowych. We wszystkich przypadkach nacisk kładzie się na inny element charakterystyczny dla krasu.

Pierwsza definicja „krasu”, stosowana w połowie XIX wieku, odnosiła się wyłącznie do krajobrazów podobnych do tego, jaki występuje na terenie Wyżyny Kras na pograniczu Włoch i Słowenii (między Zatoką Triestu na zachodzie, doliną Vipawy na północy, basenem Pivki na wschodzie oraz doliną Notrajskiej Reki na południowym wschodzie). Definicja „krasu”, uznawana i używana w swych generalnych założeniach przez wielu badaczy do dziś, została zaproponowana w 1893 roku w słynnej monografii krasu przez J. Cvijiča (Gams, 1973). Zgodnie z ujęciem J. Cvijiča „obszarem krasowym” nazwiemy taki, który ma dobrze wykształconą morfologię powierzchniową i podziemny drenaż rozwinięte w wapieniach dowolnego wieku podobne do Wyżyny Kras. Widać więc, że obie przedstawione definicje bazowały na podobieństwie do skalistego, pozbawionego lasów krajobrazu Wyżyny Kras. Nie uwzględniają one procesów prowadzących do rozwoju tego krajobrazu. Trzeba ponadto pamiętać, że w tym czasie, kiedy kształtowały się wspomniane pojęcia, zbudowany z wapieni kredowych obszar Krasu był skalisty, pozbawiony roślinności leśnej. Stopniowo stracił swój kamienisty charakter na rzecz dzisiejszego krajobrazu z dużym udziałem lasów (zob. Gams, 1973, 1989).

Dopiero w końcu lat pięćdziesiątych obecnego stulecia wyłonił się zasadniczy kształt dzisiejszego terminu „kras”, w którym specyficzna morfologia obszarów krasowych nie jest już ani podstawowym, ani jedynym kryterium wydzielenia. Istotne i podstawowe stały się natomiast dwa elementy: efektywne

rozpuszczanie skał z udziałem kwasu węglowego oraz krasowa cyrkulacja wód (Gams, 1989). Znaczenie specyficznych form powierzchniowych zmalało ze względu na nowe wyniki, jakie przyniosły badania na obszarach zbudowanych ze skał rozpuszczalnych, głównie węglanowych, gdzie nie występują powszechnie typowe formy krasowe, jak żłobki, lejki, polja i inne lub nawet ich brak, natomiast obecne są procesy i podziemna cyrkulacja krasowa. Przykładem może być omawiany obszar krasu Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, gdzie ze względu na warunki klimatyczne i paleogeograficzne wietrzenie mechaniczne sprzyja rozwojowi grubej pokrywy glebowej. Zadecydowało to o zamaskowaniu w dzisiejszym krajobrazie rozwijających się depresji krasowych. W związku z tym faktem węglanowych obszarów Wyżyny Śląsko-Krakowskiej nie można by nazwać krasowymi w ujęciu wcześniejszych definicji „krasu”.

Analizując w kontekście historycznym literaturę krasową i speleologiczną widać wyraźnie, że w prawie 150-letniej historii badań krasowych obserwuje się stopniowe rozszerzanie zakresu terminu „kras” (zob. m.in. Gams, 1989; Lowe, 1992). W swoim oryginalnym geomorfologicznym i geologicznym znaczeniu termin ten był używany wyłącznie odnośnie do obszarów węglanowych (zbudowanych z wapieni, dolomitów i marmurów), które wyróżniają się unikalną rzeźbą powstałą w efekcie rozpuszczającego oddziaływania kwasu węglowego. Współcześnie w krasologii i speleologii pojawiły się pojęcia będące efektem bezpośredniego rozszerzenia terminu „kras” na obszary o innej litologii: na przykład „kras ewaporatowy” (*evaporite karst*), obejmujący między innymi „kras gipsowy” czy „kras solny”, oraz „kras krzemionkowy” (*silicate karst*) obejmujący głównie kras w kwarcytach. Trzeba jednak podkreślić fakt, że jakkolwiek w skałach gipsowych, soli kamiennej czy kwarcytach może dojść do rozwoju morfologii „krasowej”, to mechanizm rozpuszczania jest raczej związany z procesem fizycznym, a nie chemicznym, jaki jest niezbędny w przypadku tradycyjnego rozumienia „krasu”.

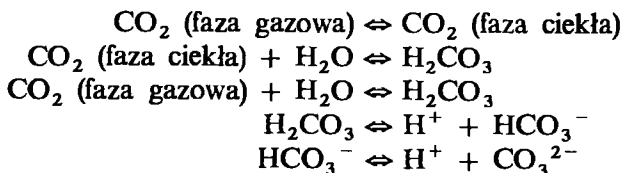
W kontekście niniejszego opracowania termin „kras” oraz związana z nim terminologia „krasowienie” czy „procesy krasowe” rozumiane są w jego tradycyjnym znaczeniu, na którym bazuje większość współczesnej literatury krasowej i speleologicznej (m.in. Jakucs, 1977; Sweeting, 1972; Jennings, 1985; Dreybrodt, 1988; White, 1988; Gams, 1989; Ford, Williams, 1989). Jednocześnie dla uściślenia jego zastosowania w pracy autor proponuje używanie terminu „kras *sensu stricto*” lub „kras węglanowy”; dla obszarów węglanowych z głównym procesem chemicznego rozpuszczania skał z udziałem kwasu węglowego (proces krasowy *sensu stricto*) w celu odróżnienia od zjawisk związanych z tzw. „krasem ewaporatowym” lub „krasem krzemionkowym”, dla których głównym procesem jest fizyczne rozpuszczanie skał.

Zgodnie z przedstawionymi wyżej założeniami za główne procesy krasowe, czyli „procesy krasowe *sensu stricto*”, uważa się procesy rozpuszczania (korozji krasowej) i depozycji (tworzenia się nacieków jaskiniowych oraz trawertynów i martwicy wapiennej) węglanu wapnia i magnezu w układzie $H_2O-CO_2-CaCO_3$. Maksymalna ilość węglanu wapnia (kalcytu), jaka może się rozpuścić w czystej wodzie o temperaturze $10^{\circ}C$ (temperatura zbliżona do warunków panujących w środowisku wapieni w strefie klimatów umiarkowanych), wynosi zaledwie 6 mg/l, w temperaturze $16^{\circ}C$ jest to tylko 13 mg/l, natomiast w temperaturze $25^{\circ}C$ — 15 mg/l (Jennings, 1985; White, 1988; White, White, 1989). Podobnie jest w przypadku węglanu wapnia i magnezu (dolomitu). Z kolei aragonit, inna postać $CaCO_3$, jest w czystej wodzie tylko nieco lepiej rozpuszczalny. W takich warunkach lepiej rozpuszczalny jest kwarc (10 mg/l w temperaturze $10^{\circ}C$). W wodzie pozbawionej odpowiednich reagentów proces rozpuszczania piaskowców może więc być bardziej efektywny niż wapieni i dolomitów. W wodach krążących w masywach skalnych zbudowanych z wapieni lub dolomitów spotyka się wody z koncentracją rozpuszczonego $CaCO_3$ o wiele większą niż przytoczone wartości. Dlatego zwykła dysocjacja soli wapnia i magnezu (kalcytu i dolomitu) nie jest efektywnym procesem w krasie węglanowym.

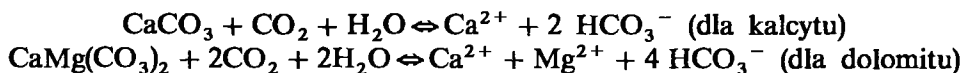
Wyższa rozpuszczalność węglanów, objawiająca się większą koncentracją efektów rozpuszczania w wodzie, to wynik udziału w reakcji słabych kwasów. W przeciwieństwie do tego skały krzemionkowe mają rozpuszczalność niezależną od odczynu (pH) wody w bardzo szerokim zakresie. Najpowszechniej występującym i jednocześnie najistotniejszym dla procesu rozpuszczania kwasem obecnym w wodzie w warunkach naturalnych jest kwas węglowy będący w wodzie efektem rozpuszczonego dwutlenku węgla (CO_2). Głównym źródłem dwutlenku węgla w wodzie jest jego dostarczanie z atmosfery oraz gleby. Obok kwasu węglowego, którego źródłem jest — jak to już zostało podkreślone — pochodzący z procesów naturalnych i sztucznych (w sąsiedztwie dużych okręgów przemysłowych) dwutlenek węgla, ważną rolę w procesie rozpuszczania skał węglanowych odgrywają kwasy humusowe oraz kwas siarkowy. Ostatni z wymienionych kwasów w sposób naturalny jest związany z utlenianiem minerałów siarczkowych lub siarkowodoru. Z uwagi na zmiany hydrogeologiczne w obrębie złoża rud siarczkowych cynku i ołowiu rejonu olkuskiego rola kwasu siarkowego musi być odpowiednio doceniana w przypadku interpretacji intensywności procesów krasowych serii węglanowej triasu.

W związku z udziałem kwasów w reakcjach chemicznych zachodzących w wodach krasowych (m.in. CO_2) problem właściwości chemicznych tych wód jest więc bardziej złożony, a ostateczny efekt w postaci rozpuszczonego węglanu wapnia lub magnezu jest sumą wielu reakcji w układzie: skała (faza

stała) — woda (faza ciekła) — powietrze (faza gazowa) (B ö gli, 1980; White, 1988; Dreybrodt, 1988; White, White, 1989):



Reakcje te są źródłem wolnych jonów wodorowych, które tworzą kwaśne środowisko w wodzie zdolnej już do rozpuszczania węglanów wapnia i magnezu. W wyniku całego łańcucha procesów przedstawionych powyższymi reakcjami zachodzi proces rozpuszczania, który można zobrazować sumarycznymi wzorami:



Udział innych kwasów w procesie rozpuszczania skał węglanowych oraz udział zanieczyszczeń w wodzie uczestniczącej w tym procesie, będącej integralnym elementem układu skała—woda—powietrze, dają w efekcie bardziej skomplikowane reakcje chemiczne wyrażone w składzie jonowym występowaniem określonych jonów (głównie reszt kwasowych).

Podkreślić należy jednak fakt, że rozwój krasu i krasowienie w pełnej postaci nie może się odbyć bez udziału procesów niekrasowych, w tym również mechanicznych. Wiele niekrasowych procesów geomorfologicznych i hydrologicznych jest obecnych w obszarach krasowych. Należy jednak odróżnić procesy, które tylko zachodzą na terenach o rzeźbie krasowej od procesów uczestniczących w rozwoju krasu. Do pierwszej kategorii możemy zaliczyć między innymi erozję rzeczną, ruchy masowe biorące udział w modelowaniu obszarów krasu węglanowego, nie stanowiące jednak o specyfice rzeźby tych terenów (np. erozja boczna potoków modelujących brzeżne partie polji krasowych oraz ostańców w krasie mogotowym Sierra de los Organos na Kubie). Nie są one przedmiotem niniejszej pracy. Za procesy niekrasowe uczestniczące w rozwoju rzeźby krasowej i krasowej cyrkulacji wód należy uznać:

- osiadanie (*subsidence*) — stopniowe, koncentryczne ruchy masowe gleby, pokryw zwietrzelinowych i osadów powierzchniowych do otwartych pustek krasowych i szczelin (m.in. kras reprodukowany);
- zapadanie (*collapse*) — obrywanie się i zapadanie stropów jaskiń powstałych przez rozpuszczanie oraz stromych ścian skalnych podcinanych w wyniku bocznej korozji wód;

- przemieszczanie się drobnego materiału skalnego do podziemnych pustek krasowych (zwykle małych rozmiarów) pod wpływem infiltrującej wody (*piping* lub *tunneling*) dające efekt morfologiczny w postaci lejków re-produkowanych.

Przedstawione założenia dotyczące terminologii krasowej skłaniają do stwierdzenia, że czynnikiem kontrolującym rozwój rzeźby krasowej są procesy hydrologiczne związane ze specyficzną cyrkulacją podziemną. Decydują one o poziomym i pionowym rozkładzie korozji krasowej. Zróżnicowanie wielkości odpływu w rozmaitych obszarach, nawet tej samej strefy klimatycznej, wpływa na wielkość rocznej korozji krasowej (denudacji chemicznej), a przez to również na tempo ewolucji rzeźby. W związku z tym procesom hydrologicznym, a głównie zasilaniu, sposobowi organizacji cyrkulacji w masywie oraz kształtowaniu się wielkości odpływu poświęcono w niniejszej pracy wiele uwagi.

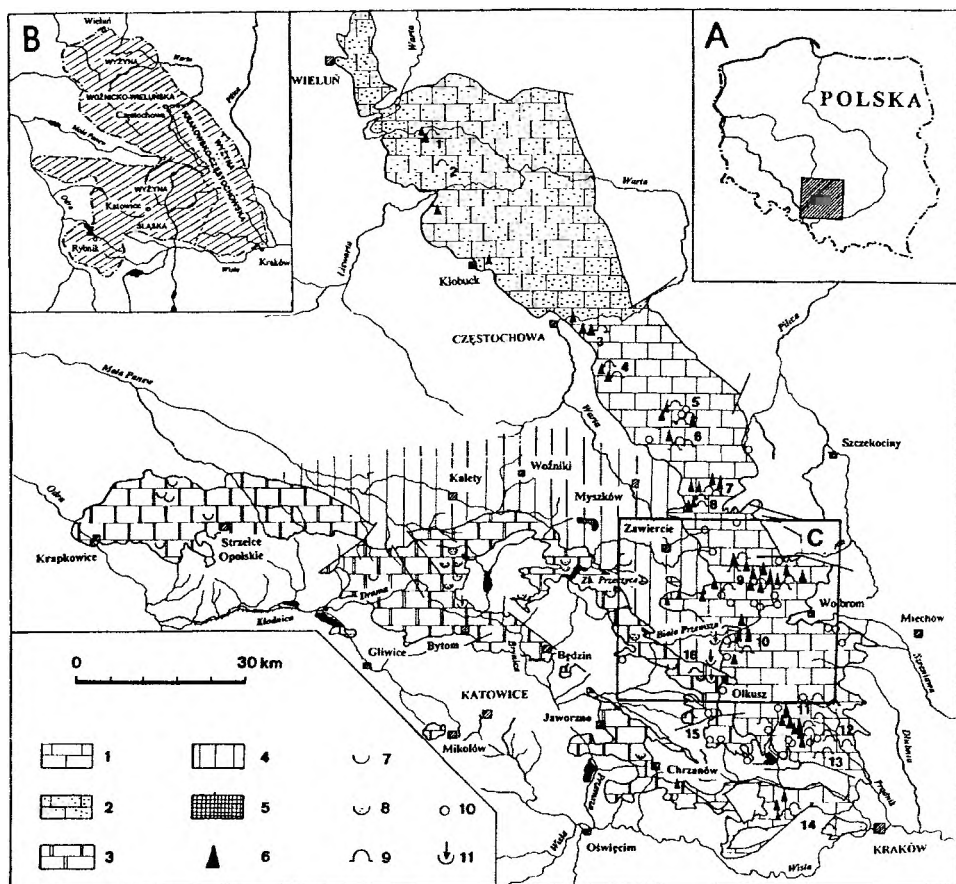
Krótkiego wyjaśnienia wymaga również pojęcie „antropopresja”, które już na trwałe znalazło sobie miejsce w polskiej literaturze naukowej, także geomorfologicznej. Częściej używane określenie „antropogeniczny” jest określeniem przymiotnikowym i może występować w związku wyrazów, na przykład „formy antropogeniczne” (za *Słownikiem języka polskiego*. T. 1, s. 60, 1988: „formy geomorficzne takie jak np. kamieniołomy, glinianki, kurhany, hałdy, powstałe w wyniku działalności człowieka”). W takim ujęciu „antropopresją” nazwiemy ogół czynników i procesów powodujących zmiany w środowisku przyrodniczym, związanych z działalnością człowieka. Odpowiednikiem tego pojęcia w literaturze angielskojęzycznej jest coraz powszechniej stosowane „*human impact*” lub „*man's impact*”, a w literaturze francuskojęzycznej „*l'impact de l'homme*” lub „*l'impact anthropique*” (które znaczą wpływ, działanie lub wstrząs wywołany w środowisku przez człowieka) (m.in. Nicod, 1988).

Charakterystyka obszaru Olkusz—Zawiercie

Położenie i granice obszaru badań

Ze względów paleogeograficznych, a także istniejących warunków budowy geologicznej w środkowej i południowej Polsce obszary krasowe zajmują duże powierzchnie. Znaczna ich część związana jest z wapieniami i dolomitami środkowego triasu oraz wapieniami górnej jury Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (ryc. 2) (Głazek i in., 1982). Jednym z najbardziej charakterystycznych i typowych, a z punktu widzenia antropopresji modelowym elementem krasu Wyżyny jest obszar Olkusz—Zawiercie obejmujący sąsiadujące ze sobą wychodnie skał triasowych i jurajskich (ryc. 2). Reprezentuje on specyfikę zjawisk krasowych typowych dla całej Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Ze względu na swe położenie w bezpośrednim sąsiedztwie silnie uprzemysłowionego Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego oraz długą historię zagospodarowania krasu olkusko-zawierciański jest poddawany bardzo intensywnej antropopresji, nie spotykanej nigdzie indziej w Polsce. Pod tym względem stanowi również specyficzny obszar krasowy w Europie.

Badaniami współczesnych procesów krasowych, z uwzględnieniem wpływu antropopresji, objęto obszar ponad 1200 km² położony na pograniczu Wyżyny Śląskiej i Wyżyny Krakowskiej pomiędzy Olkuszem na południu i Zawierciem na północy (ryc. 3). Analizując przebieg procesów morfologicznych, granice obszaru badań wyznaczają najczęściej granice zlewni hydrologicznych. Są one optymalną powierzchnią jednostkową, stanowiącą często odrębny system geomorficzny, wykorzystywaną w geomorfologii dynamicznej (Kostrzewski, Pulina, 1992; Kostrzewski, Zwoliński, 1992). W klasycznym



Ryc. 2. Zjawiska krasowe Wyżyny Śląsko-Krakowskiej

A — położenie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, B — podział fizyczno-geograficzny, C — granice obszaru Olkusz—Zawiercie; 1 — seria węglanowa jury górnej — obszary odkryte lub pod niewielkim przykryciem osadów przepuszczalnych, 2 — seria węglanowa jury górnej — obszary zakryte miększymi osadami plejstocenu, 3 — seria węglanowa triasu — obszary odkryte lub pod niewielkim przykryciem osadów przepuszczalnych, 4 — seria węglanowa triasu — obszary przykryte nieprzepuszczalnymi osadami retyko-liasu, 5 — skały węglanowe dewonu na powierzchni, 6 — zespoły skałek i ostałców krasowych, 7 — zespoły lejków krasowych, 8 — zespoły dużych wypełnionych form krasowych — kras kopalny, 9 — jaskinie lub zespoły form krasu podziemnego (1 — Góra Zelce (j. Niespodzianka, j. Stalagmitowa), 2 — Krzemienka Góra (j. Szachownica I i II), 3 — Góry Towarne (j. Cabanowa, j. Twarda i j. Dzwonnicza), 4 — Sokole Góry (j. Maurycego, j. Olsztyńska i j. Wszystkich Świętych, j. Korolowa, j. Urwista, j. Studnisko), 5 — Ostreżnik (j. Wierna, j. Wierca, j. Ostreżnicka), 6 — Mirowska Góra (j. Kamiennego Grądu, j. Piętrowa Szczelina), 7 — Skały Kroczyckie (j. Głęboka), 8 — Skały Podlesieckie (j. Szpatowców, j. Zabia, j. Wielkanocna), 9 — Pasma Smoleńsko-Niegowonickie (j. Na Świnuszcze, j. W Strazykowej Górze, j. Na Biśniku, j. Psia, j. Zegar, j. Jasna (w Strzegowej), 10 — Klucze—Jarosławiec (j. Męciwody, j. Januszkowa Szczelina), 11 — Dolina Sępówki i Wawóz Jamki (j. Łokietka, j. Sępowska, j. Kozłarnia, j. Sadłana, j. Zbójcka, j. Krakowska, j. Biała), 12 — Dolina Prądnika (j. Ciemna, j. Okopy), 13 — Dolinki Podkrakowskie (j. Wierchowska Góra, j. Mamutowa, j. Nad Źródłem I, j. Nietoperzowa, j. Na Tomaszówkach Dolnych, j. Racławicka, j. Ciasny Awen), 14 — Dolina Wisły (j. Smocza Jama, j. Twardowskiego, j. Kryspinowska), 15 — Diabla Góra (j. w Diabłej Górze), 16 — Olkusz (j. Pomorzany)), 10 — źródła krasowe, 11 — zespoły indukowanych lejów krasowych oraz zapadlisk antropogenicznych

podejściu do problemu stosuje się zlewnie powierzchniowe wyznaczone działami wodnymi, czyli granicami topograficznymi. Z tego punktu widzenia dla omawianych w niniejszej pracy zagadnień najkorzystniejszym obszarem badań byłaby zlewnia górnej Białej Przemszy (do ujścia Sztoly) (ryc. 3).

W obszarach krasu węglanowego napotykamy jednak bardzo poważny, trudny do pokonania, problem metodyczny dotyczący wytyczania rzeczywistych granic zlewni, ponieważ: (1) granice zlewni podziemnej nie pokrywają się z granicami topograficznymi; (2) przepływy mogą rozdzielać się na dwa lub więcej drenujących źródeł; (3) drogi przepływu mogą być różne w zależności od stanu wód podziemnych; (4) może występować nieuchwytny, niemonitorowany odpływ poza zlewnię (Bakalowicz, 1979; Bonacci, 1987; Worthington, 1991). Z uwagi na sposób cyrkulacji wód w krasie węglanowym klasyczny problem hydrologiczny wyznaczenia obszaru zlewni stanowi więc złożone, a czasem bardzo trudne do rozwiązania zadanie. Dla źródeł w Krasie Dynarskim O. Bonacci (1987) podaje, że stosunek powierzchni zlewni topograficznej do hydrologicznej waha się od 1 : 2,3 do 1 : 70.

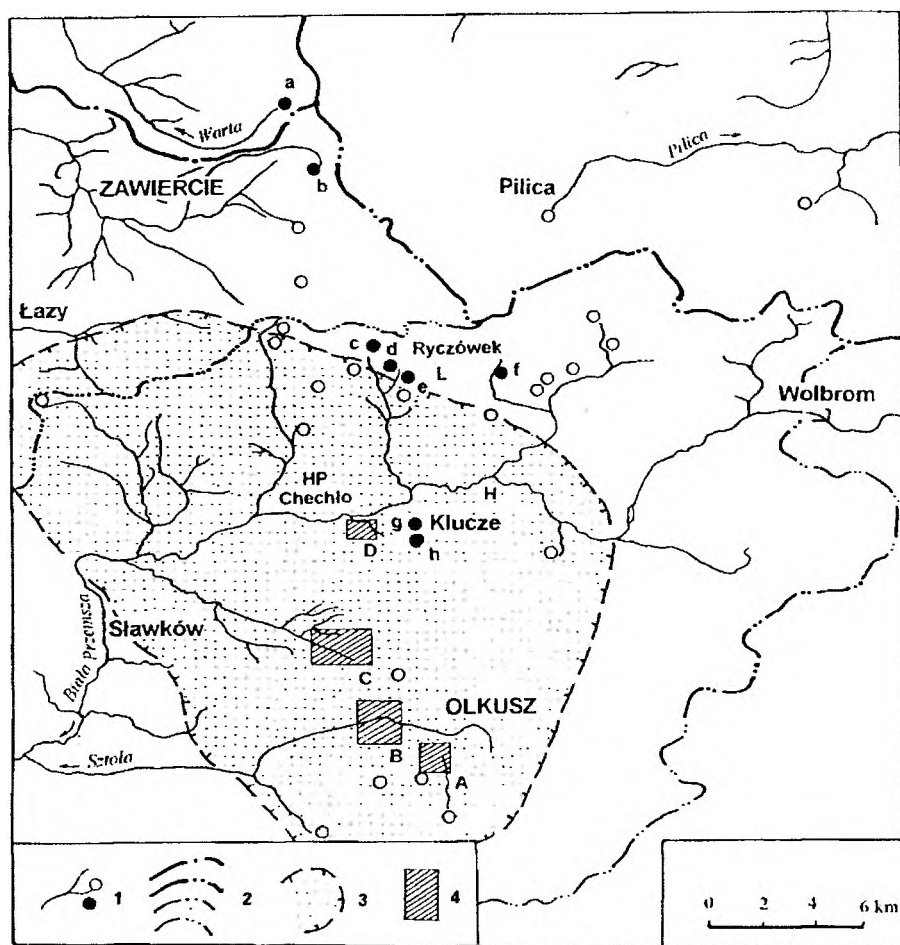
W obszarze krasowym Olkusz—Zawiercie problem ten występuje w całej pełni. Do badań współczesnych procesów krasowych nie można tu wykorzystać wspomnianej zlewni topograficznej górnej Białej Przemszy z kilku powodów:

- Tylko część wód ze zlewni powierzchniowej, wyznaczonej topograficznymi działami wodnymi, odpływa przez punkt zamykający zlewnię (w tym przypadku ujście Sztoly). Ze względu na monoklinalne ułożenie całej struktury geologicznej w omawianym obszarze część wód ze zlewni odpływa pod pokrywą utworów kredowych w kierunku NE.
- Zlewnia górnej Białej Przemszy obejmuje swym zasięgiem dwa odrębne zbiorniki podziemnych wód krasowych, wykształcone w utworach serii węglanowej triasu i jury górnej, których granice wykraczają poza granice zlewni topograficznej Białej Przemszy.
- Budowa geologiczna, głównie tektonika, jak również morfologia zlewni powodują, że tylko niewielkie odcinki sieci rzecznej stanowią potoki o reżimie odzwierciedlającym faktyczne warunki hydrologii krasowej. Duża część cieków, a przede wszystkim Biała Przemsza, przepływa przez utwory czwartorzędowe wyścielające obniżenia terenu. Z tego względu już w górnych odcinkach nie odpowiada kryteriom badania procesów krasowych w skałach węglanowych.

Fig. 2. Karst of the Silesian—Cracow Upland

A — location of the Silesian—Cracow Upland, B — geographical distribution, C — boundaries of the Olkusz—Zawiercie region
1 — Upper Jurassic carbonate series — uncovered or covered by thin layer of permeable sediments, 2 — Upper Jurassic carbonate series covered by thick layer of the Pleistocene sediments, 3 — Triassic carbonate series — uncovered or covered by thin layer of permeable sediments, 4 — Triassic carbonate series covered by impermeable Upper Triassic sediments, 5 — Carbonates of the Devonian age — uncovered, 6 — groups of residual hills, 7 — groups of dolines, 8 — large filled karst forms — paleokarst, 9 — caves, 10 — springs, 11 — groups of induced sinkholes and subsidences

- Zrzuty ścieków komunalnych i wód dołowych kopalń rud cynku i ołowiu praktycznie uniemożliwiają przeprowadzenie studiów hydrochemicznych dla celów geomorfologicznych na całym odcinku Białej Przemszy i części jej dopływów.



Ryc. 3. Lokalizacja i sieć hydrograficzna obszaru Olkusz—Zawiercie

1 — sieć rzeczna i źródła (szczegółowo badane: a — Kromolów, b — Bzów, c — Świniażka, d — Ryczówek I, e — Ryczówek II, f — Stoki Kwaśniewskie, g — Klucze I, h — Klucze II); 2 — działy wodne zlewni topograficznych I, II, III i IV rzędu; 3 — zasięg leja depresji hydraulicznej w zbiorniku Olkusz—Zawiercie; 4 — obszary występowania form zapadliskowych (objaśnienia w tab. 19). Posterunki obserwacyjne: opadów — (L) w Chechle, IMGW w Katowicach (P); wód podziemnych — (V) w Chechle i Zalesiu Goleżowickim, IMGW w Katowicach (H); pomiaru wydajności źródła — w Ryczówku (L)

Fig. 3. Location and hydrographic network of the Olkusz—Zawiercie region

1 — rivers and springs: a — Kromolów, b — Bzów, c — Świniażka, d — Ryczówek I, e — Ryczówek II, f — Stoki Kwaśniewskie, g — Klucze I, h — Klucze II, 2 — boundaries of topographic river basins: 1st, 2nd, 3rd and 4th order, 3 — range of cone of hydraulic depression within Olkusz—Zawiercie Aquifer, 4 — areas of subsidences and induced sinkholes occurrence (explanations in Tab. 19). Gauge stations: for precipitations in Chechło (P) of the State Hydro-Meteorological Institute in Katowice, for groundwater in Chechło and Zalesie Goleżowickie (H) of the State Hydro-Meteorological Institute in Katowice, for discharge in Ryczówek spring (L)

Za „obszar jednostkowy”, który może być wykorzystany do analizy procesów geomorfologicznych, w całym objętym badaniami krasie olkusko-zawierciańskim, można uznać umowny obszar leja depresji hydraulicznej w utworach triasowych. Ten teren o powierzchni około 350 km² jest w sztuczny sposób drenowany przez wyrobiska górnicze i ujęcia komunalne, a jego przybliżone i zmieniające się w czasie granice zostały zdefiniowane na podstawie wieloletnich badań hydrogeologicznych (m.in. Motyka, 1988; Adamczyk, 1990; Adamczyk i in., 1995). Tereny objęte sztucznym drenażem w zasięgu leja depresji hydraulicznej zajmują centralną część obszaru Olkusz—Zawiercie.

Biorąc pod uwagę powyższe problemy metodyczne, obszar badań obejmował więc źródłowe odcinki cieków w dorzeczu górnej Białej Przemszy. Ponadto dla porównania prowadzono badania hydrologiczne i hydrochemiczne w źródłowych obszarach Czarnej Przemszy, Warty i Pilicy (ryc. 3).

Charakterystyka wybranych elementów środowiska geograficznego obszaru Olkusz—Zawiercie

Najważniejszymi elementami środowiska przyrodniczego kontrolującymi przebieg procesów krasowych *sensu stricto* są:

- budowa geologiczna — występowanie skał węglanowych w podłożu oraz ich specyficzna struktura przejawiająca się obecnością wtórnej porowatości;
- morfologia — charakterystyczne cechy rzeźby współczesnej oraz kopalnej rzeźby krasowej;
- warunki hydrologiczne — sieć rzeczna, występowanie źródeł oraz granice zbiorników krasowych wód podziemnych;
- klimat.

Tytułem wstępu zostaną przedstawione tylko podstawowe cechy wymienionych elementów środowiska przyrodniczego. Szczegółowe informacje zostały zawarte na dalszych stronach pracy.

Ogólne rysy budowy geologicznej obszaru Olkusz—Zawiercie przedstawia ryc. 4. Wyraźnie zaznacza się tu trójdzielność struktur geologicznych, co jest wyjątkową cechą Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w skali całego kraju (Kleckowski, 1972; Bukowy, 1974). Występują tu zarówno sfałdowane skały paleozoicznego podłoża, monoklinalnie ułożona płyta skał mezozoicznych, jak i pokrywa osadów kenozoicznych. Podłoże paleozoiczne wyłania się na powierzchnię jedynie w południowo-zachodniej części omawianego obszaru. Stanowi ono jednocześnie bazę wykształconych w skałach mezozoicznych

systemów krasowych. W okolicach Kluczy (Stare Gliny) występują blisko powierzchni, odsłonięte w kamieniołomie, wapienie dewońskie z ciekawymi formami paleokrasowymi wieku triasowego (Lis, Wójcik, 1960). Płyta mezozoiczna, stanowiąca główny element budowy geologicznej obszaru Olkusz—Zawiercie, jest zbudowana z różnych ogniw triasu, jury i kredy. Dominującą rolę odgrywają tu kompleksy skał węglanowych: wapienie i dolomity triasu środkowego oraz wapienie jury górnej. Są one poprzedzielane ilastymi lub piaszkowcowymi warstwami innych poziomów startygraficznych mezozoiku (ryc. 4). W skałach węglanowych triasu i jury rozwinął się kras omawianego obszaru. Płyta mezozoiczna stanowi strukturę geologiczną poroździelaną uskoki i rowami tektonicznymi na mniejsze bloki, często stanowiące również oddzielne jednostki hydrogeologiczne. Ostateczny kształt został nadany shtywniej płycie w schyłkowej fazie powstawania Karpat w trzeciorzędzie. Wymienione elementy budowy geologicznej zadecydowały o śmiałej rzeźbie — głównie krasowej, rozkładzie dolin rzecznych oraz kierunkach przepływu wód podziemnych całego regionu.

Osady kenozoiczne, przede wszystkim czwartorzędowe, leżą płasko na starszym podłożu. Maskują oryginalną rzeźbę trzeciorzędową oraz tektonikę. Ponadto w znacznej mierze decydują o pokrywie glebowej i szacie roślinnej. Wśród utworów czwartorzędowych dominują plejstocenijskie osady wodno-lodowcowe (piaski) oraz późnoplejstocenijskie osady eoliczne (piaski i lessy) pokrywające prawie cały obszar triasowy oraz wypełniające głębokie wcięcia erozyjne przedplejstocenijskich dolin (zob. Gilewska, 1972; Kleczkowski, 1972; Motyka, 1988). Z punktu widzenia przebiegu współczesnych procesów krasowych istotne znaczenie mają utwory pokrywowe oraz silnie rozwinięta strefa zaburzeń kriogenicznych w zasięgu epikrasu. Na całym niemal obszarze, poza zasięgiem mięjszych osadów wodno-lodowcowych i eolicznych, powierzchnia kontaktu skał węglanowych z utworami pokryw jest przekształcona przez procesy peryglacialne w plejstocene (struktury poligonalne, soliflukcyjne itp.) (fot. 1, 2).

Pod względem geomorfologicznym obszar badań leży na pograniczu dwóch makroregionów Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, a mianowicie: Wyżyny Śląskiej i Wyżyny Krakowskiej (Gilewska, 1972). Obejmuje on fragment regionu o dobrze wykształconej rzeźbie krawędziowej. W zasięgu Wyżyny Śląskiej

Ryc. 4. Budowa geologiczna obszaru Olkusz—Zawiercie (bez czwartorzędu)

1 — trzeciorząd (skały ilasto-piaszkowcowe), 2 — kreda (skały węglanowe), 3 — kreda (skały ilasto-piaszkowcowe), 4 — jura (skały węglanowe), 5 — jura, trias (skały ilasto-piaszkowcowe), 6 — trias (skały węglanowe), 7 — trias, perm (skały ilasto-piaszkowcowe), 8 — karbon (skały ilasto-piaszkowcowe), 9 — karbon (skały węglanowe), 10 — uskoki

Fig. 4. Geology of the Olkusz—Zawiercie region (without Quaternary sediments)

1 — Tertiary (loamy-sandstone rocks), 2 — Cretaceous (carbonates), 3 — Cretaceous (loamy-sandstone rocks), 4 — Jurassic (carbonates), 5 — Jurassic-Triassic (loamy-sandstone rocks), 6 — Triassic (carbonates), 7 — Triassic, Permian (loamy-sandstone rocks), 8 — Carboniferous (loamy-sandstone rocks), 9 — Carboniferous (carbonates), 10 — faults



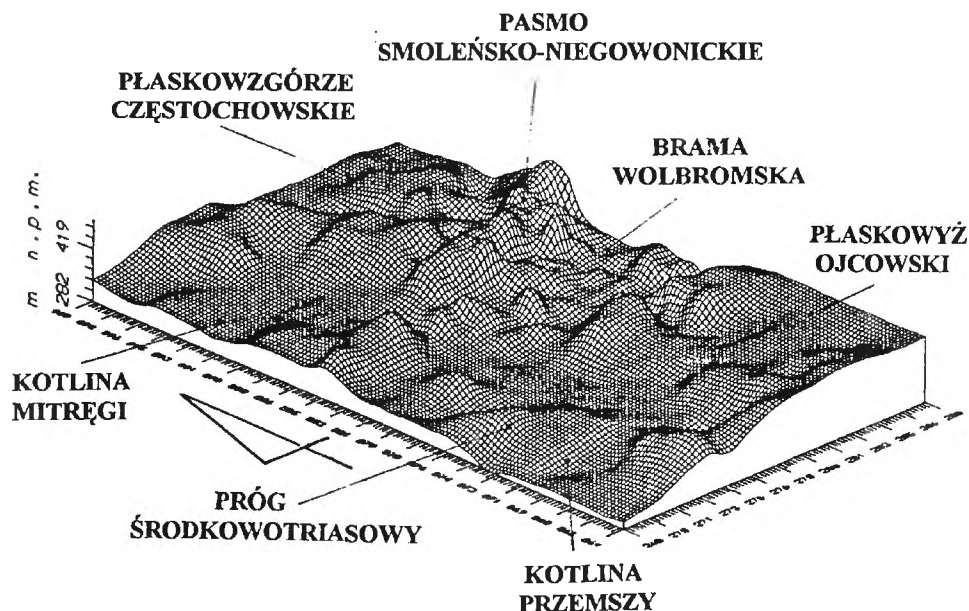
Fot. 1. Kriogenicznie przekształcona w plejstocenie górna warstwa płytowych wapieni górnej jury w strefie epikrasu w kamieniołomie w Bogucinie koło Kluczy (fot. A. Tyc)

Phot. 1. Upper layer of Jurassic platy limestones in the epikarstic zone affected by criogenic processes in Pleistocene (quarry in Bogucin, vicinity of Klucze) (Phot. A. Tyc)



występują tu niskie progi strukturalne, założone na wychodniach odpornych skał środkowotriasowych, wchodzące w skład większej formy — Progu Śródkowotriasowego. Towarzyszą im rozległe obniżenia denudacyjne — kotliny Mitręgi i Białej Przemszy (Gilewska, 1972). W granicach Wyżyny Krakowskiej na obszarze Olkusz—Zawiercie występują fragmenty dużych, płaskich garbów wapiennych — Płaskowyzu Ojcowskiego na południu i Płaskowzgórza Częstochowskiego na północy. Rozdziela je równoleżnikowe obniżenie tzw. Bramy Wolbromskiej (ryc. 5). Charakterystyczną cechą rzeźby omawianego obszaru jest jej krasowy i paleokrasowy charakter (Gilewska, 1972; Pulina, Tyc, 1987; Bosak, 1989; Wilk, i in., 1989). Udział form krasowych, w tym jaskiń, w strukturze zbiorników wód podziemnych krasu olkusko-zawierciańskiego został omówiony w kolejnej części pracy.

W granicach obszaru Olkusz—Zawiercie znajduje się najwyższa część całej Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (m.in. Góra Janowskiego, 504 m n.p.m.). Ogólnie teren obniża się w kierunku południowego zachodu, gdzie w dolinie Białej Przemszy znajduje się najniższy położony punkt (ok. 280 m n.p.m.). Główne cechy ukształtowania powierzchni obszaru badań przedstawiono na ryc. 5.



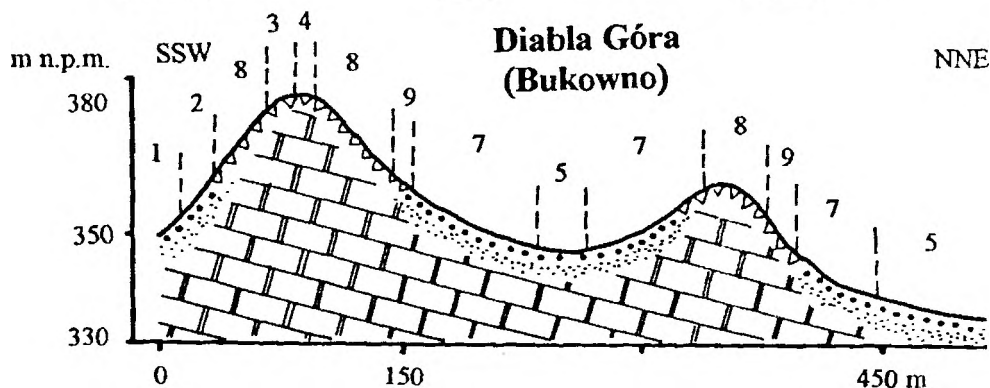
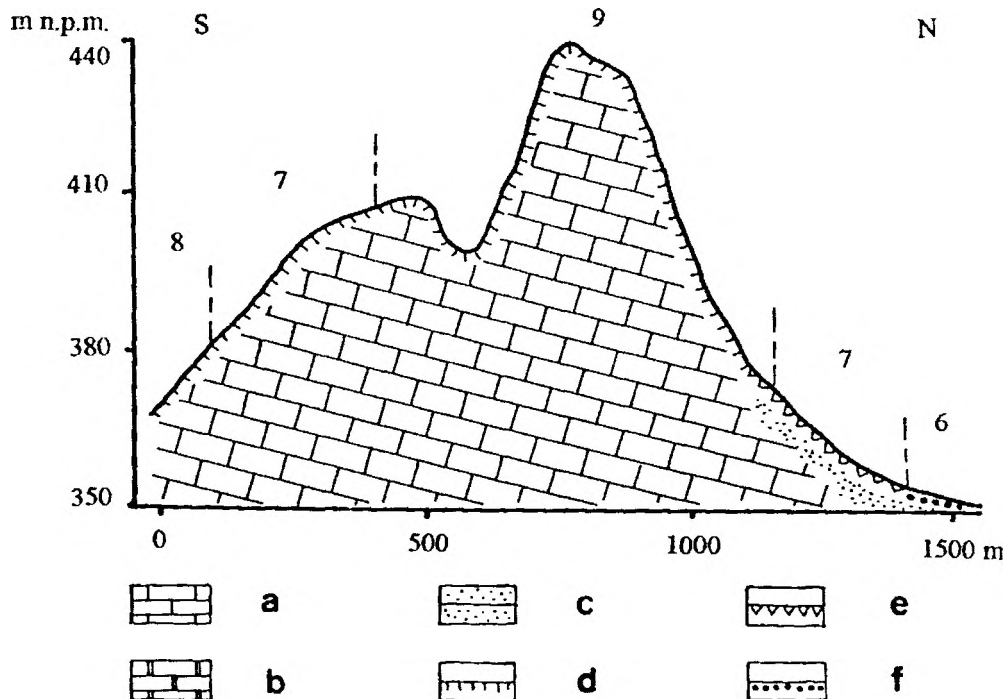
Ryc. 5. Plan aksonometryczny obszaru Olkusz—Zawiercie

Fig. 5. Blockdiagram of the Olkusz—Zawiercie region

Fot. 2. Wieńce gruzowe w kriogenicznie przekształconej warstwie wapieni płytowych górnej jury w kamieniołomie w Bogucinie k. Kluczy (fot. A. Tyc)

Phot. 2. Patterned grounds in upper layer of Jurassic platy limestones affected by criogenic processes (quarry in Bogucin, vicinity of Klucze) (Phot. A. Tyc)

Góra Stołowa (Pazurek)



Ryc. 6. Związek zbiorowisk roślinnych z budową geologiczną, rzeźbą i pokrywą glebową dwóch ostańców krasowych obszaru Olkusz–Zawiercie (wg S. Wiki, T. Szczypka, 1990, zmienione)

Budowa geologiczna: a — wapienie jury górnej, b — wapienie i dolomity środkowotriasowe, c — piaszki plejstoceny; gleby: d — rędziny, e — gleby brunatne, f — gleby bielcowe; zbiorowiska roślinne: 1 — murawy z rzędu *Festuco-Sedetalia*, 2 — kserotermiczne zarośla z klasy *Rhamo-Prunetea*, 3 — zbiorowisko z *Brachypodium pinnatum*, 4 — zbiorowisko *Lolio-Plantagininetum*, 5 — bór sosnowy świeży *Leucobryo-Pinetum*, 6 — bór mieszany *Quercus robur-Pinetum*, 7 — buczyna niżowa *Luzulo pilosae-Fagetum*, 8 — buczyna storczykowa *Carici-Fagetum*, 9 — buczyna sudecka *Dentario enneaphyllidis-Fagetum*

Ze względu na wspomniane już wybrane cechy środowiska przyrodniczego rysują się wyraźne różnice w warunkach tego środowiska dla triasowej i jurajskiej części obszaru Olkusz—Zawiercie. Różnice te dobrze ilustruje wzajemny związek budowy geologicznej, rzeźby, gleb i zbiorowisk roślinnych wzgórz Diablej Góry (wapienie środkowotriasowe) i Stołowej Góry (wapienie górnourajskie) (ryc. 6).

Obszary krasu węglanowego Wyżyny Śląsko-Krakowskiej są związane z funkcjonowaniem dwóch rozległych systemów zbiorników wód podziemnych wykształconych w: serii węglanowej triasu oraz serii węglanowej jury górnej. Tworzą one największy w Polsce rezerwuuar wód podziemnych. W strefie pogranicza obu części wyżyny — śląskiej i krakowskiej systemy te znajdują się w bezpośrednim sąsiedztwie, a nawet kontaktują się ze sobą hydraulicznie w obszarach, gdzie leżą jeden ponad drugim. W granicach obszaru Olkusz—Zawiercie występuje pełne wykształcenie obu wspomnianych systemów i jednocześnie cała złożoność ich wzajemnych powiązań. Występuje tu również cały złożony zespół czynników antropogenicznych, które wpłynęły na ich przekształcenie. Dotyczy to również procesów krasowych kształtujących ich strukturę. Wzajemne położenie obu systemów oraz warunki hydrogeologiczne obszaru Olkusz—Zawiercie przedstawiono w kolejnych rozdziałach pracy.

Cel pracy, polegający na określeniu wpływu działalności człowieka na kras omawianego obszaru, skłania do krótkiego omówienia jeszcze jednego elementu środowiska geograficznego — stopnia i rodzaju zagospodarowania terenu. Z uwagi na warunki geologiczno-morfologiczne obszaru Olkusz—Zawiercie występuje tu specyficzny typ zagospodarowania przestrzennego. Obszar badań dzieli się pod tym względem wyraźnie na dwie części: zachodnią z dużym udziałem ośrodków miejskich i przemysłowych oraz wschodnią z przewagą terenów rolniczych.

W części zachodniej dominuje intensywne zagospodarowanie związane z ośrodkami przemysłowymi i jednocześnie największymi miastami obszaru badań — Zawiercia i Olkusza. Tu znajdują się największe zakłady przemysłowe: Zakłady Górniczo-Hutnicze „Bolesław” w Bukowni, huta „Katowice”, huta „Zawiercie” w Zawierciu, Kluczewskie Zakłady Papiernicze w Kluczach, Cementownia „Wiek” w Ogrodzieńcu oraz mniejsze zakłady w Olkuszu, Sławkowie, Łazach i Zawierciu. Jest to najbardziej przekształcony przez człowieka fragment krasu olkusko-zawierciańskiego. Jednocześnie w tej części

Fig. 6. Relationship between geology, morphology and soil cover of two karst residual hills of Olkusz—Zawiercie region (after S. Wika, T. Szczepiek, 1990; modified)

Geology: a — Upper Jurassic limestones, b — Middle Triassic limestones and dolomites, c — Pleistocene sands; soils: d — rendzinas, e — brown soils, f — podzols; floristic assemblages: 1 — *Festuco Sedetalia*, 2 — *Rhamo-Prunetea*, 3 — *Brachypodium pinnatum*, 4 — *Lolio-Plantaginietum*, 5 — *Leucobryo-Pinetum*, 6 — *Quercu roboris-Pinetum*, 7 — *Luzulo pilosae-Fagetum*, 8 — *Carici-Fagetum*, 9 — *Dentario enneaphyllidis-Fagetum*

obszaru Olkusz—Zawiercie znajduje się największa powierzchnia lasów (głównie w gminach Bukowno, Klucze i Łazy) (tab. 1). Ich areał uległ jednak poważnemu zmniejszeniu w wyniku pożaru latem 1992 roku.

Wschodnia część obszaru badań, związana z wychodniami i znajdującymi się pod przykryciem wapieniami jury górnej, ma wybitnie rolnicze cechy zagospodarowania przestrzennego. W gminach Wolbrom i Pilica prawie 70% powierzchni zajmują grunty orne (tab. 1). Poza dużym obszarem Państwowego Gospodarstwa Rolnego w Kromolowie i Rolniczej Spółdzielni w Krzywopłotach rolnictwo jest oparte na małych gospodarstwach indywidualnych. Mimo słabych lub bardzo słabych gleb zwraca uwagę niewielki udział użytków zielonych w ogólnej powierzchni użytków rolnych (tab. 1). Dominują tu grunty orne, intensywnie nawożone mineralnie.

Tabela 1

Udział gruntów ornych i lasów w ogólnej powierzchni gmin obszaru
Olkusz—Zawiercie

Table 1

Share of arable grounds and forests in the total commune area of the
Olkusz—Zawiercie region

Gmina (Commune)	Grunty orne (Arable grounds) [%]	Lasy (Forests) [%]	Stosunek gruntów ornych do użytków zielonych (Relation of arable grounds to greenlands)
Bukowno	23,0	63,2	3,8
Klucze	31,8	45,6	5,2
Łazy	28,2	42,5	1,5
Ogrodzieniec	42,9	42,2	7,4
Olkusz	43,4	49,2	20,3
Pilica	68,0	21,6	11,0
Wolbrom	72,1	14,6	18,2
Zawiercie	45,3	26,5	4,1
Zespół Jurajskich Parków Krajobrazowych	41,7	36,0	3,4

Źródło: według K. Mazur i in., 1989.

Source: after K. Mazur et al., 1989.

Prawie 80% obszaru Olkusz—Zawiercie objęte jest ochroną krajobrazu w ramach Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych województwa kato-

wickiego. Obszar ZJPK w granicach prowadzonych badań obejmuje zarówno otulinę parku, jak i Park Krajobrazowy „Orlich Gniazd” oraz północną część Parku Krajobrazowego „Dolinki Krakowskie”. Stanowi on ważny element powolnego procesu korzystnych zmian w środowisku obszaru Olkusz—Zawiercie, polegającego na wyłączeniu z intensywnej działalności gospodarczej najcenniejszych fragmentów tego regionu krasowego.

Etapy rozwoju antropopresji

Wybór obszaru badań pozwolił na porównanie sposobu przekształceń środowiska krasowego na Wyżynie Śląskiej (seria węglanowa triasu rejonu olkuskiego) oraz na Wyżynie Krakowskiej (seria węglanowa jury górnej w dorzeczu górnej Białej Przemszy). Na Wyżynie Śląskiej intensywny wpływ na procesy krasowe ma sztuczny drenaż związany z eksploatacją rud cynku i ołowiu oraz wód podziemnych. Natomiast dla Wyżyny Krakowskiej charakterystyczne jest intensywne oddziaływanie rolnictwa i osadnictwa. W obu częściach obszaru Olkusz—Zawiercie ważnym elementem antropopresji jest eksploatacja wody i związane z nią głębokie odwodnienie.

Wpływ działalności człowieka na środowisko krasowe obszaru Olkusz—Zawiercie możemy rozpatrywać od czasu pojawienia się pierwszych myśliwych u schyłku zlodowacenia odry, tj. od około 150 tys. lat. Dowodzi tego odkryte w Jaskini na Biśniku w Dolinie Wodącej k. Smolenia obozowisko neandertalczyków (Pelisiak, 1991). W dogodniejszych warunkach klimatycznych interglacjału eemskiego (środkowy paleolit) na omawianym obszarze żyły już małe izolowane grupy myśliwych (Jaskinia na Biśniku, Jaskinia Jasna w Strzegowej), a założone przez nie obozowiska były wykorzystywane i rozwijały się przez cały neolit aż po późne średniowiecze (Kruk, 1990; Cyrek, 1991; Pelisiak, 1991). Zmiany środowiska we wczesnym okresie zasiedlania obszaru Wyżyny Śląsko-Krakowskiej dotyczyły jedynie jaskiń i ich bezpośredniego otoczenia. Dużo większe znaczenie miały w tym czasie naturalne procesy związane ze zmianami klimatycznymi u schyłku plejstocenu i w holocenie.

Przekształcenia środowiska przyrodniczego na niespotykaną wcześniej skalę rozpoczęły się w rejonie Olkusza i Zawiercia w momencie osiedlenia się koczowniczych ludów i powstania pierwszych związków plemiennych (okres wczesnohistoryczny). Obszar ten stanowiący tereny rozgraniczające plemiona śląskie i wiślańskie był szybko zagospodarowywany. Na bazie lokalnego

budulca — wapienie jury górnej i środkowego triasu — rozpoczęło się zabudowywanie większości wzgórz wapiennych i ostańców krasowych. Powstały pierwsze kamieniołomy i wylesiono pierwsze połacie Wyżyny.

W części krasu olkusko-zawierciańskiego związanej z wychodniami doloMITÓW kruszczośNYCH ŚRODKOWEGO TRIASU intensywny wpływ działalności człowieka rozpoczął się wraz z rozwojem górnictwa rud srebra i ołowiu. Początkowo było to górnictwo odkrywkowe w rejonie Olkusza Starego i Sławkowa, lecz od XVI wieku zaczęło się rozwijać również górnictwo podziemne. Z tego okresu pochodzą pierwsze na omawianym obszarze sztuczne zmiany w hydrologii w wyniku wybudowania sztolni odwadniających podziemne wyrobiska. Zmiany były lokalne i dotyczyły tylko płytkich części zbiornika wód podziemnych w skałach triasowych.

Wielki przełom w antropogenizacji krasu olkusko-zawierciańskiego nastąpił w drugiej połowie XIX wieku, a zmiany środowiska zapoczątkowane w tym okresie przebiegają coraz wyraźniej do dziś. W ciągu około 100 lat w dużym stopniu zostało przekształcone środowisko większości jaskiń Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Dokonało się to głównie w wyniku eksploatacji namuliska jaskiń (nawóz do użyźniania gleb), nacieków kalcytowych, tzw. szpatu (materiał topnikowy do hut), kamienia budowlanego (naturalne odkrywki wapieni) oraz galmanu (w jaskiniach w skałach triasowych) (Szelerewicz, Górny, 1986). W wyniku tej eksploatacji zostało całkowicie zniszczonych wiele jaskiń omawianego obszaru.

W drugiej połowie XIX wieku rozpoczęły się, również bardzo gwałtowne, zmiany hydrologiczne związane z górnictwem i wierceniem studni (m. in. w Kluczach) (Motyka, 1988; Tyc, 1989). Towarzyszy im obecnie silne zanieczyszczenie wód podziemnych oraz rozwój na powierzchni nieciągłych deformacji terenu (Krawczyk i in., 1990a, b, 1991; Tyc, 1989, 1990a, b). Dużym problemem są silnie zanieczyszczone opady atmosferyczne zawierające duże ładunki siarczanów, azotanów i metali ciężkich (Leśniok, Partyka, 1993). Oddziałują one bezpośrednio na wychodnie skał węglanowych i biorą udział w zmianach właściwości wód krążących w tych skałach. Ten ostatni okres, dotyczący najbardziej intensywnych procesów antropogenicznych, stał się przedmiotem studiów autora.

Cechy hydrogeologiczne zbiorników wód podziemnych krasu olkusko-zawierciańskiego

Ogólne uwagi o cyrkulacji wód podziemnych w krasie węglanowym

Ze względu na swoje indywidualne właściwości fizyczne, głównie strukturę, zbiorniki wód podziemnych wykształcone w skałach węglanowych są bardzo zróżnicowane. Możemy spotkać wśród nich zarówno takie, które zachowują się jak zbiorniki wód podziemnych w skałach porowatych lub uszczelinionych, oraz — najbardziej niezwykle — zbiorniki typowo krasowe z dobrze wykształconym systemem kanałów krasowych jako głównymi drogami przepływu wód podziemnych. Ich cechą charakterystyczną jest wysoko skoncentrowany, zorganizowany system przepływu wód. Niezbędne jest tu wykorzystanie prawideł przepływów turbulentnych, których podstawy teoretyczne zostały przedstawione w bogatej literaturze hydrogeologicznej ostatnich kilkudziesięciu lat (m.in. Castany, 1963; Mangin, 1975; Bøgli, 1980; Bonacci, 1987; White, White, 1989).

Jedynie w przypadku zbiorników odkrytych, ze swobodnym zwierciadłem wód, możemy mówić o szeroko dyskutowanej w literaturze krasowej strefowości warunków hydrogeologicznych (strefach hydrograficznych w krasie według J. Cvijiča, za Gams, 1973) (m.in. Bakalowicz, Mangin, 1980; Bonacci, 1987; White, 1988; Ford, Williams, 1989; Motyka i in. 1993). Woda infiltrując z powierzchni (w przypadku zasilania autochtonicz-

nego) lub przepływając przez masyw krasowy tranzytem (zasilanie allochtoniczne), zasila zbiornik wód podziemnych grawitacyjnie, przechodząc wszystkie strefy hydrogeologiczne lub tylko ich część.

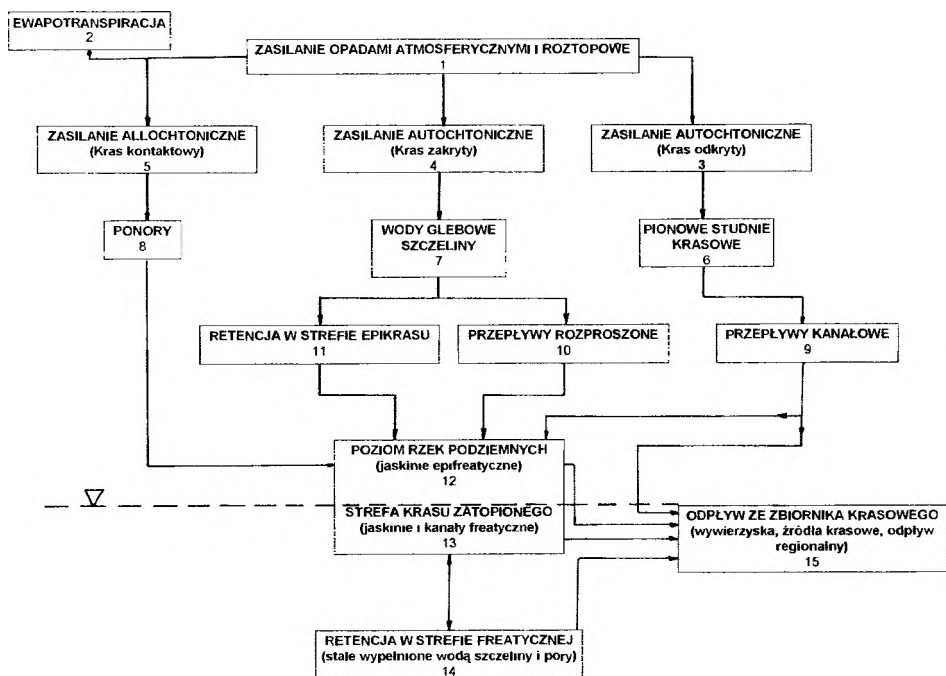
Wykształcenie i złożoność krasowych zbiorników wód podziemnych w głównej mierze zależy od czynników geologicznych, morfologicznych i klimatycznych. Czynniki te określają warunki graniczne dla zbiornika w wyniku kontroli miejsc i wielkości zasilania oraz odpływu ze zbiornika. Wzajemny wpływ geologii, morfologii i procesów krasowych decyduje o rozkładzie pustek w skałach krasowiejących, a poprzez to również o wspomnianych właściwościach fizycznych zbiornika. Ze względu na to, że procesy krasowe nieustannie modyfikują strukturę wewnętrzną zbiornika, system cyrkulacji krasowej też musi podlegać nieustannej modyfikacji nadążającej za zmianami strukturalnymi i rozwijającym się systemem kanałów krasowych. Jest to szczególnie, nie spotykany w innych typach zbiorników wód podziemnych, przypadek interakcji pomiędzy głównymi czynnikami kontrolującymi rozwój zbiornika oraz pomiędzy nimi a chemicznymi i mechanicznymi procesami w jego wnętrzu. Takie podejście leży u podstaw analizy przebiegu procesów krasowych, których integralną część stanowią procesy hydrologiczne.

Niejednorodność (heterogeniczność) zbiorników wód podziemnych w skałach węglanowych jest tym elementem, który decyduje o ich niepowtarzalnym charakterze oraz odróżnia je od zbiorników typu porowego i szczelinowego. Ta niejednorodność nie wynika z beładnego ułożenia różnych typów pustek (porów, szczelin i kanałów krasowych), lecz z ich usystematyzowanego rozkładu wokół osi drenażu według określonej hierarchii (system krasowy), podobnej do tej, jaką spotykamy w sieci cieków powierzchniowych (Mangin, 1975; Bakalowicz, Mangin, 1980; Ford, Williams, 1989). Główny kanał przepływu podziemnego (*master conduit*) zbiera w swojej rozciągłości całą wodę z kanałów krasowych niższego rzędu uchodzących do niego ze strefy epikrasowej oraz podrzędnych systemów krasowych i szczelin. Taka hierarchia systemu krasowego i pustek podziemnych jest zdeterminowana możliwością szybkiej infiltracji i łatwego odpływu wody oraz nieustannymi procesami rozpuszczania (krasowienia) wewnątrz zbiornika. W ciągu ponad stuletniej historii badań nad hydrologią obszarów krasu węglanowego powstało wiele modeli cyrkulacji wód krasowych oraz modeli sieci hydraulicznej w zbiornikach krasowych. Jednym z najpowszechniej używanych jest model pojęciowy zbiornika wód podziemnych w skałach węglanowych oparty na zespole bloków różnej wielkości (zob. ryc. 3 w: Motyka i in., 1993). Bloki te zawierają przestrzeń porową o stosunkowo niewielkiej przepuszczalności i małej zasobności. Budują największą część zbiornika krasowego i są traktowane jako „element pojemnościowy” (Motyka i in., 1993). Bloki są od siebie oddzielone przewodami (szerokie szczeliny i kanały krasowe) o dużej lub bardzo dużej przewodności hydraulicznej i małej pojemności w porównaniu

z objętością całego zbiornika — tzw. element przewodnościowy. Wzajemny stosunek objętości bloków z przestrzenią porową do oddzielających je przewodów decyduje o organizacji odpływu podziemnego i klasyfikuje zbiornik pomiędzy krańcowymi stadiami tej organizacji. Punktem wyjścia owej organizacji jest porowy lub szczelinowy typ zbiornika w krasie węglanowym z rozproszonym, laminarnym systemem przepływu (*diffuse flow system*), podczas gdy punktem końcowym jest taka organizacja i struktura zbiornika, gdzie przepływ jest ograniczony do kanałów krasowych (*conduit flow system*) (Shuster, White, 1971; Bakalowicz, Mangin, 1980; White, 1988; Ford, Williams, 1989). Najważniejszą konsekwencją takiego ujęcia jest fakt, iż przepływy podziemne w krasie są coraz bardziej zorganizowane, skoncentrowane wraz z rozwojem struktury zbiornika (rozwojem krasu). Należy jednak pamiętać, że wraz z upływem czasu i rozwojem drenażu krasowego wzrasta ilość osadów autochtonicznych i allochtonicznych wypełniających formy krasowe. Może to prowadzić do ponownego zmniejszenia się roli przewodzącej niektórych kanałów krasowych i w efekcie przejścia do bardziej rozproszonego systemu cyrkulacji wód podziemnych. Z taką sytuacją mamy do czynienia również wtedy, gdy dobrze rozwinięty kras zostaje pogrzebany w osadach, na przykład w wyniku zalewu morskiego lub zlodowacenia. Taki przypadek występuje w krasie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Ogólny schemat funkcjonalny i organizację odpływu wód podziemnych w krasie węglanowym przedstawia ryc. 7.

W obszarach krasu zakrytego oraz o dużym udziale paleokrasu ważnym elementem organizacji odpływu wód podziemnych jest czasowa retencja w strefie epikrasowej (*epikarstic zone, subcutaneous zone*) (ryc. 7). Strefa ta obejmująca przypowierzchniową, najbardziej zwietrzałą i wypełnioną osadami autochtonicznymi, część masywu, bywa często traktowana jako odrębny zbiornik wód gruntowych zawieszonych ponad głównym zbiornikiem wód krasowych (Williams, 1983; Mangin, Bakalowicz, 1989). Wpływa ona na opóźnienie reakcji zbiornika krasowego na zasilanie opadami czy roztopami oraz rozkład fali powodziowej w czasie (Leszkiewicz i in., 1991, 1993; Tyc, 1992). Strefa epikrasowa, a szczególnie strefa kontaktu skał węglanowych z przykrywającymi je osadami i glebą jest w obszarach krasu zakrytego najbardziej aktywną strefą rozwoju procesów krasowych (Smith, Atkinson, 1976; Williams, 1983; Day, 1984; Nicod, Salomon, 1990; Tyc, 1992). Fot. 1 i 2 przedstawiają górną, przekształconą w plejstocenie przez procesy peryglacialne, część strefy epikrasu w wapieniach jury górnej.

Z uwagi na fakt, że kinetyka rozpuszczania dolomitu i kalcytu różnią się między sobą, funkcjonowanie oraz organizacja cyrkulacji w zbiornikach zbudowanych z dolomitów i wapieni są również zróżnicowane. Proces rozpuszczania dolomitu generalnie przebiega wolniej niż w wapieniach. Między innymi



Ryc. 7. Schemat funkcjonowania i organizacji cyrkulacji w zbiornikach krasowych

Fig. 7. Functional schema and organization of water circulation within karst aquifers

1 — precipitation and thaw recharge, 2 — evapotranspiration, 3 — autogenic recharge (bare karst), 4 — autogenic recharge (covered karst), 5 — allogenic recharge (contact karst), 6 — vertical shafts, 7 — soil, fractures, 8 — swallow holes, ponors, 9 — conduit flow, 10 — diffuse flow, 11 — storage in epikarst, 12 — cave streams (epiphreatic caves), 13 — phreatic zone flow (phreatic caves and conduits), 14 — storage in phreatic zone (saturated fractures and pores), 15 — outflow from aquifer (springs, regional outflow)

z tego powodu rzeźba krasowa w dolomitach jest mniej urozmaicona niż w wapieniach. Depresje krasowe bywają płytsze, a jaskinie mają mniejsze rozmiary. Zbiorniki krasowe są tu najczęściej szczelinowe lub szczelinowo-krasowe, podczas gdy w wapieniach występuje zwykle dobrze rozwinięty system kanałów przewodzących wodę (White, White, 1989). Jeśli chodzi o Wyżynę Śląsko-Krakowską, ma to istotne znaczenie ze względu na duży udział dolomitów triasowych w budowie geologicznej zachodniej części jej obszaru.

Szczelinowo-krasowy zbiornik wód podziemnych w wapieniach i dolomitach środkowotriasowych

W profilu hydrogeologicznym piętra wodonośnego triasu śląsko-krakowskiego występują trzy poziomy wodonośne: wapienia muszlowego (trias środkowy), retu (trias dolny) oraz środkowego i dolnego pstrego piaskowca (trias dolny). Główne poziomy wodonośne wapienia muszlowego i retu, zbudowane z dolomitów i wapieni, łączy się często w jeden kompleks wodonośny zwany serią węglanową triasu (Motyka, 1988; Rózkowski i in., 1989). W takim ujęciu są one również traktowane wspólnie w niniejszej pracy. Poziom wodonośny pstrego piaskowca obejmuje zbiorniki wód podziemnych typu porowatego o podrzędnym znaczeniu i nie jest przedmiotem niniejszych rozważań.

Wododziały podziemne (granice hydrodynamiczne), zasięg utworów węglanowych i granice tektoniczno-erozyjne pozwalają na wydzielenie w obrębie serii węglanowej triasu śląsko-krakowskiego sześciu głównych zbiorników wód podziemnych: Opole—Zawadzkie, Lubliniec—Myszków, Gliwice, Bytom, Olkusz—Zawiercie i Chrzanów (Rózkowski, 1990). W granicach omawianego obszaru krasowego Olkusz—Zawiercie występuje prawie w całości zbiornik wód podziemnych o tej samej nazwie (GZWP 454 Olkusz—Zawiercie)¹ (ryc. 3). Jego powierzchnia wynosi około 730 km², w tym zaledwie około 275 km² to wychodnie wapieni i dolomitów triasowych. Z uwagi na krasowy lub szczelinowo-krasowy charakter zbiornika (zob. uwagi wstępne) jego granice w dużej części są niejednoznaczne i niepewne. Jedynie od południa i zachodu granica jest poprowadzona wzdłuż zasięgu węglanowych utworów triasu. W części południowo-wschodniej ma charakter umowny, gdyż wapienie i dolomity triasowe wyklinowując się, leżą niezgodnie na węglanowych utworach paleozoiku. Ze względu na słabe rozpoznanie położenia zwierciadła wód podziemnych oraz zmiany warunków hydrogeologicznych wywołane drenażem górniczym w północno-zachodniej, północnej i wschodniej części granice zbiornika Olkusz—Zawiercie zostały poprowadzone wzdłuż wododziałów powierzchniowych (Adamczyk i in. 1995).

Ze względu na duże zasoby wód podziemnych wykorzystywanych w celach komunalnych oraz bogate złoża rud cynku i ołowiu, eksploatowane od ponad wieku na skalę przemysłową, seria węglanowa triasu w zbiorniku Olkusz—Zawiercie ma bardzo dobre rozpoznanie hydrogeologiczne. Bogata literatura

¹ Główny zbiornik wód podziemnych (GZWP) 454 Olkusz—Zawiercie został wydzielony przez A. Rózkowskiego (1990), a szczegółowa dokumentacja tego zbiornika została opracowana w 1994 roku pod kierunkiem A. Pacholewskiego (Dokumentacja hydrogeologiczna zbiornika Olkusz—Zawiercie (GZWP nr 454)).

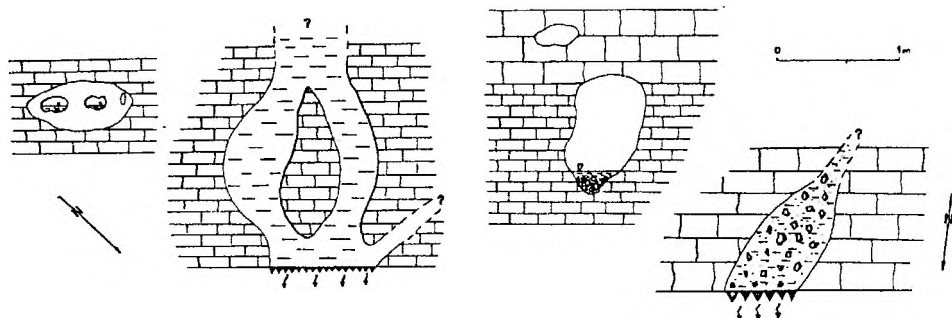
hydrogeologiczna tego obszaru dotyczy zarówno warunków naturalnych cyrkulacji wód podziemnych przed rozpoczęciem eksploatacji, jak i warunków sztucznego drenażu ujęciami komunalnymi i wyrobiskami górniczymi (m.in. Wilk, Motyka, 1977; RóŹkowski, Wilk, 1980; Motyka, Wilk, 1984; Motyka, 1988; Adamczyk, 1990; Adamczyk i in., 1995).

Zbiornik wód podziemnych Olkusz—Zawiercie jest częściowo zakryty. Warstwę nieprzepuszczalną podścielającą serię węglanową triasu stanowią marglisto-ilaste osady dolnego triasu. Na znacznej części występowania triasu śląsko-krakowskiego seria węglanowa przykryta jest nieprzepuszczalnymi osadami kajpru i retyku. W strefach występowania warstwy izolującej poziom wodonośny od powierzchni i nadległych horyzontów wodnych wody znajdują się pod ciśnieniem hydrostatycznym. Wyjątek stanowią obszary objęte sztucznym drenażem (w zasięgu leja depresji hydraulicznej) (ryc. 3).

Na strukturę zbiornika składa się kompleks systemów hydraulicznych: porowy, szczelinowy, krasowy otwarty i wtórnie wypełniony osadami (Motyka, 1988; Motyka, Wilk, 1984; Wilk i in., 1984). Przestrzeń porowa stanowiąca od kilku procent objętości masywu, w przypadku wapieni, do kilkunastu procent w dolomitach jest podstawową przestrzenią magazynującą wodę i z tego powodu może być utożsamiana z tzw. elementem pojemnościowym masywu krasowego. Sieć szczelin zajmuje w zbiorniku Olkusz—Zawiercie objętość pojedynczych procentów i spełnia w masywie funkcję sieci przewodów drenujących przestrzeń porową. Systemy krasowe, otwarte i wypełnione, przy objętości względnej rzędu ułamków procenta, są ośrodkami wewnętrznego drenażu. System szczelinowy i krasowy spełniają funkcję „elementu przewodnościowego” zbiornika Olkusz—Zawiercie. O procentowym rozkładzie obu elementów w całym zbiorniku decyduje litostratygrafia środkowego triasu. Największy udział otwartych form krasowych wiąże się z dolomitami kruszczonośnymi (62,5% ogółu stwierdzonych), natomiast form wypełnionych — z dolomitami kruszczonośnymi (53,8%) i wapieniami gogolińskimi (28,2%) (Motyka, 1988). Otwarte i wypełnione kanały krasowe mają przekroje poprzeczne od 0,25 m² do ponad 1 m², z przewagą tych mniejszych (ryc. 8). Duże formy, jaskinie, spotykane są w serii węglanowej triasu rzadko (Wilk, 1982; Tyc, 1984; Szelerewicz, Górny, 1986; Motyka, 1988). Największymi poznanymi formami krasu podziemnego w skałach środkowego triasu są: jaskinia Pomorzany i Jaskinia w Diablej Górze (ryc. 9—11). W stropie wapienia muszlowego dzięki wierceniom stwierdzono rozległe, kopalne formy krasu powierzchniowego znajdujące się dziś pod przykryciem utworów kajpru i jury lub mięszszego pakietu osadów czwartorzędowych (w obrębie kopalnych, preplejstoczeńskich dolin Białej Przemszy i jej dopływów) (Motyka, 1988; Motyka, Wilk, 1984; Wilk i in., 1989). Wśród tych form są zarówno rozległe depresje krasowe typu polja, jak i lekki krasowe o zróżnicowanych średnicach. Rola wypełnionych form krasowych jest zróżnicowa-

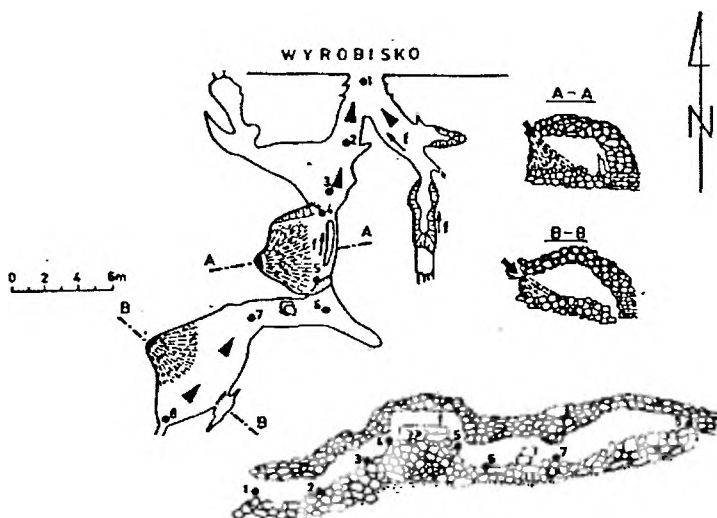
na, zależna od materiału wypełniającego (od zupełnej nieprzepuszczalności w osadach ilastych do dużej przewodności przy wypełnieniu rumoszem skalnym). W związku ze wzmożonym sztucznym drenażem i ekshumacją podziemnych form krasowych przewodność tego systemu powiększa się (Motyka, 1988; Tyc, 1989).

Zbiornik Olkusz—Zawiercie jest zasilany na wychodniach serii węglanowej triasu w zachodniej i południowej części omawianego obszaru. Ze względu na występowanie licznych pośrednich kontaktów hydraulicznych pomiędzy utwo-



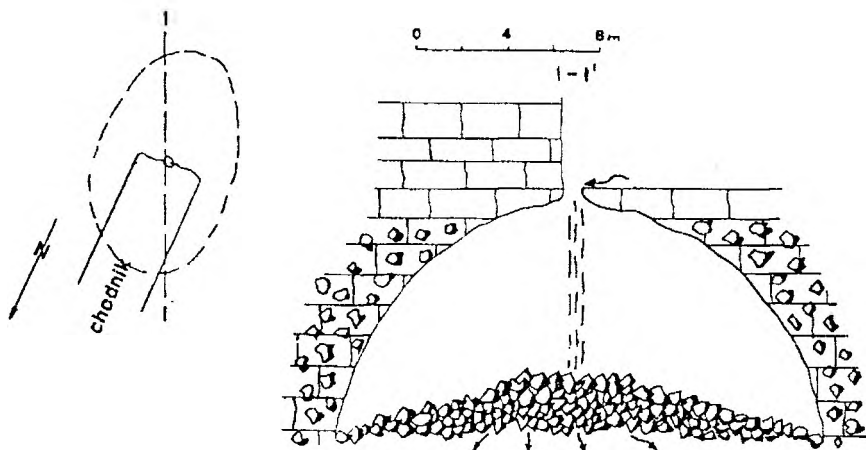
Ryc. 8. Przykłady odsłoniętych w wyrobiskach górniczych aktywnych kanałów krasowych (chodnik wodny kopalni „Olkusz”)

Fig. 8. Examples of exposed in mine workings an active karst conduits (dewatering gallery of “Olkusz” mine)



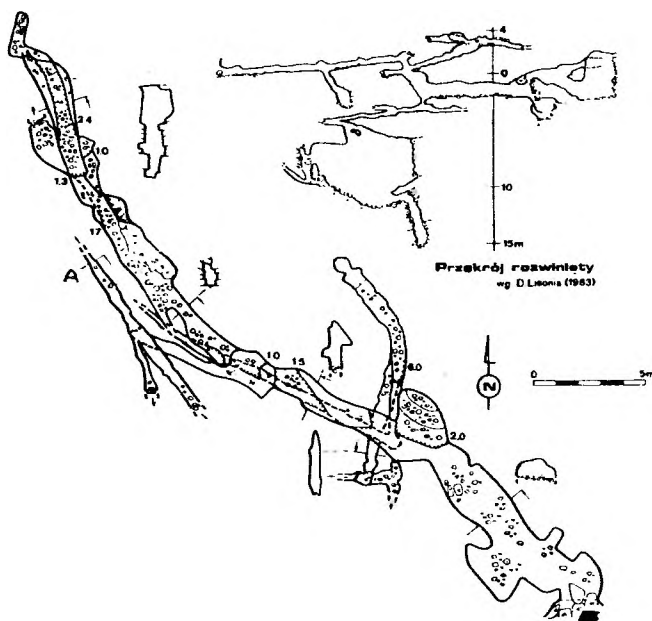
Ryc. 9. Jaskinia Pomorzany odsłonięta w wyrobisku kopalni „Pomorzany” (wg A. Rózkowskiego i Z. Wilka, 1982)

Fig. 9. Pomorzany Cave exposed in mine working of the “Pomorzany” mine (after A. Rózkowski, Z. Wilk, 1982)



Ryc. 10. Kawerna w brekcji krasowo-zawałowej odsłonięta w trakcie eksploatacji w kopalni „Pomorzany” (wg A. Kozika, niepublikowane)

Fig. 10. Cavern within collapse breccia exposed during exploitation in the “Pomorzany” mine (after A. Kozik, unpublished)



Ryc. 11. Jaskinia w Diabłej Górze (wg M. Szelerewicza i A. Górnego, 1986)

Fig. 11. Cave in Diabla Góra (after M. Szelerewicz, A. Górny, 1986)

rami węglanowymi triasu i jury zasilanie to odbywa się także w strefach tych kontaktów poprzez wody ze zbiornika jury górnej (Wilc, Motyka, 1977). Na skutek obniżenia naturalnych ciśnień hydrostatycznych w zbiorniku, wywołanego wymuszonym drenażem, obserwuje się obecnie także zasilanie serii węglanowej triasu poprzez wodonośne utwory współczesnych i kopalnych dolin rzecznych w zlewni górnej Białej Przemszy (Rózkowski, Wilc, 1980; Rózkowski, Wilc, 1982).

Współczesny system drenażu zbiornika Olkusz—Zawiercie jest silnie przekształcony w wyniku działalności człowieka. Z tego powodu szczegóły związane z wymuszonym, sztucznym drenażem zostaną omówione w dalszej części pracy. W warunkach naturalnych kierunki przepływu wód podziemnych w zbiorniku były zgodne z upadem warstw oraz przebiegiem linii tektonicznych. Całość drenażu była wymuszona artezyjskimi lub subartezyjskimi warunkami cyrkulacji w zbiorniku. Obecnie wspomniane obniżenie ciśnień hydrostatycznych powoduje, że cały drenaż jest związany z wyrobiskami kopalń rud cynku i ołowiu: „Bolesław”, „Olkusz” i „Pomorzany” oraz rejonami skupionego poboru wód ujęciami głębinowymi w Łazach Będowskich, Kluczach, Sławkowie i Zawierciu. W 1990 roku kopalnia „Pomorzany” odprowadzała 175,8 m³/min (2,9 m³/s), kopalnia „Olkusz” — 46,8 m³/min (0,8 m³/s), a kopalnia „Bolesław” — 12,8 m³/min (0,2 m³/s) (Adamczyk, 1990; Niewdana, 1993). Ponadto współczesny system drenażu obejmuje głęboko wcięte doliny rzeczne (kopalne i współczesne) oraz nieliczne źródła krasowe głównie w południowej, nie objętej sztucznym drenażem, części obszaru. Wśród nich można wymienić źródła Sztoły w Żuradzie, Koziego Brodu w Płokach oraz kilka wypływów w rejonie Płazy i Karniowic, już poza granicami zlewni Białej Przemszy i jednocześnie omawianego obszaru Olkusz—Zawiercie.

Krasowy zbiornik wód podziemnych w wapieniach górnourajskich

Duża część monokliny śląsko-krakowskiej to rozciągający się między Krakowem a Wieluniem pas wapieni górnej jury występujących na powierzchni lub pod niewielkim nadkładem osadów czwartorzędowych. Pas ten stanowi bardzo oryginalny krasowy zbiornik wód podziemnych. Ów rozległy system o powierzchni ponad 3000 km² i miąższości dochodzącej do ponad 300 m dzieli się pod względem warunków hydrogeologicznych na trzy odrębne rejony: krakowski, częstochowski i wieluński (Rózkowski, 1990). Omawiany obszar krasu olkusko-zawierciańskiego obejmuje północną część krakowskiego rejonu hydrogeologicznego rozdzielonego na mniejsze części strefami

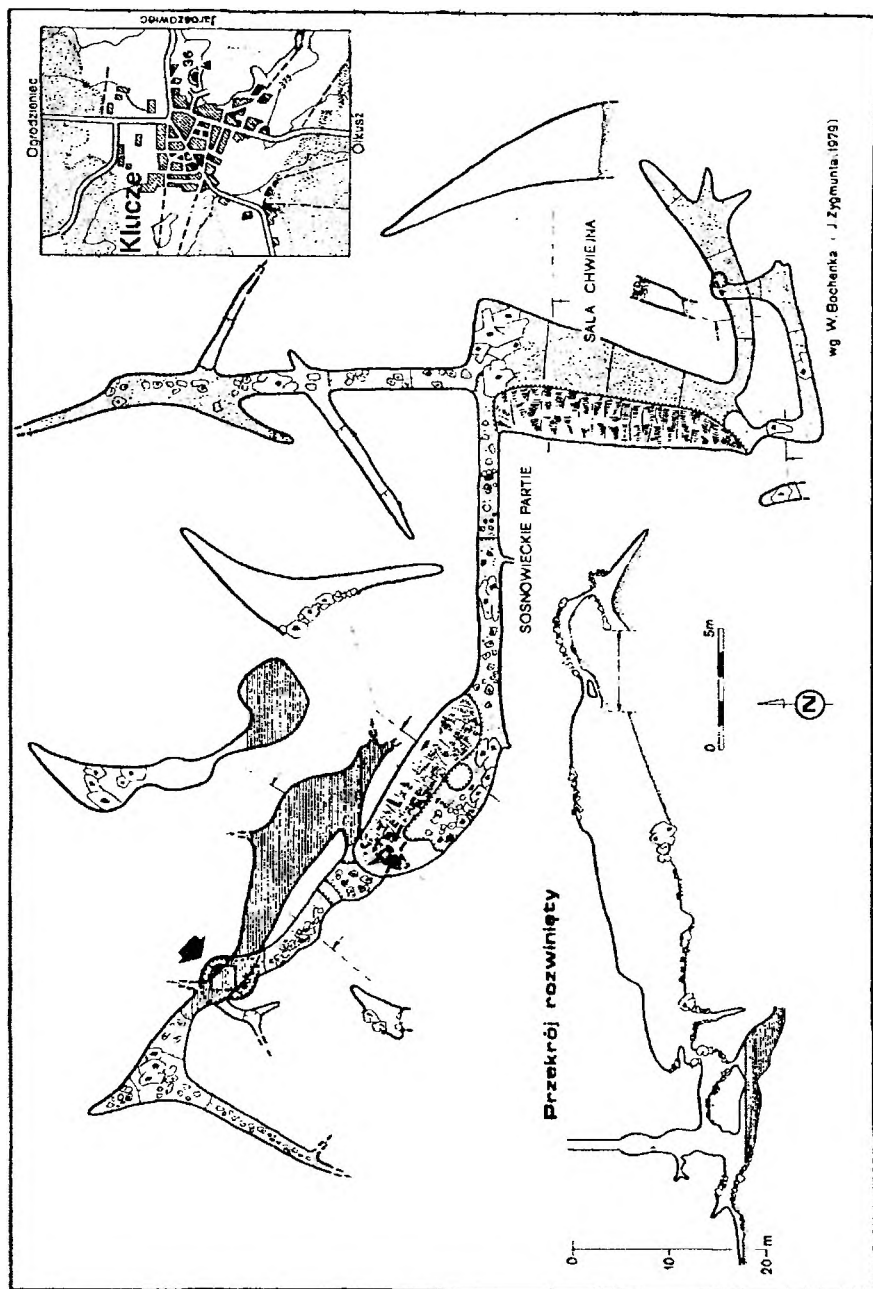
głównych dyslokacji (m.in. tektoniczne obniżenie Białej Przemszy, tzw. Brama Wolbromska). W ujęciu regionalnym warunki hydrogeologiczne zbiornika jury górnej w omawianych granicach zostały przedstawione szczegółowo między innymi w pracach: I. Pawlak, (1965), A. S. Kleczkowskiego (1972), E. Liszkowskiej i A. Pacholewskiego (1989), J. Głazka i in. (1992).

Zbiornik serii węglanowej jury górnej jest zbiornikiem odkrytym z silnie rozwiniętą strefą epikrasu, jedynie w części pokrytym przepuszczalnymi osadami czwartorzędowymi. Warstwą nieprzepuszczalną podścielającą wapienie jury górnej są spągowe ogniwa dolnego oksfordu oraz ility rudonośne środkowej jury. We wschodniej części obszaru zbiornik jest izolowany od powierzchni marglistymi osadami kredy.

Wapienie jury górnej, zróżnicowane facjalnie — od wapieni kredowatych i płytowych do grubolawicowych lub nie wykazujących uławicenia wapieni skalistych — posiadają w swej strukturze trzy systemy krążenia wód: porowy, szczelinowy i krasowy. Przepuszczalność przestrzeni porowej masywu wapieni jury górnej jest rzędu 0,001—11 m/dobę i powoduje, że główna masa skalna tych wapieni jest praktycznie nieprzepuszczalna (Liszkowska, Pacholewski, 1989). System szczelinowy obejmuje sieć spękań ławicowych, spękania ciosowe oraz system spękań o charakterze drobnych uskoków. Najlepiej uszczelinione i spękane są wapienie skaliste i kredowate. System pustek i kanałów krasowych w zbiorniku można podzielić na dwie grupy: hydraulicznie nieczynne formy krasowe w strefie przypowierzchniowej (wadycznej nieaktywnej) — leje krasowe i jaskinie — oraz czynne formy w głębszej strefie zbiornika: formy wypełnione osadami (95% form), formy otwarte, drobne kanaliki (anastomozy) i korozyjnie poszerzone szczeliny ze śladami przepływu (*scallops*). Duże formy krasowe, jaskinie, również rozwinęły się na bazie systemu szczelin (m.in. jaskinia Januszkowa Szczelina, Jaskinia Mąciwody, Jaskinia na Świniuszcze; ryc. 12). Najbardziej skrasowiałe wapienie to skaliste i kredowate. Mniejszą podatność na krasowienie wykazują wapienie płytowe (Liszkowska, Pacholewski, 1989).

Zarówno morfologia krasowa, jak i drogi podziemnej cyrkulacji zbiornika wód podziemnych serii węglanowej jury górnej są poligenetyczne i rozwinięte w różnych fazach krasowienia Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Były one wielokrotnie zapełniane osadami, a następnie z nich ekshumowane. W omawianej części Wyżyny Krakowskiej najbardziej zaawansowane są procesy ekshumacji krasu serii węglanowej jury górnej, co ma wpływ na przebieg współczesnych procesów hydrologicznych i denudacyjnych.

Zasilanie górnourajskiego zbiornika wód podziemnych odbywa się na całym prawie obszarze bezpośrednio lub pośrednio dzięki opadom atmosferycznym i wodom roztopowym infiltrującym poprzez osady czwartorzędowe. Utrudnione zasilanie występuje jedynie w rejonach przykrycia wapieni



Ryc. 12. Jaskinia Mąciwody w Kluczach (wg M. Szeleerewicza i A. Górnego, 1986)
 Fig. 12. Mąciwoda Cave in Klucze (after M. Szeleerewicz, A. Górny, 1986)

górnej jury osadami gliniastymi i lessem. Wychodnie serii węglanowej jury stanowią duży procent powierzchni jurajskiej części obszaru Olkusz—Zawiercie, dlatego zasilanie tego zbiornika jest ułatwione.

Rozwój obecnych systemów przepływu wody w zbiorniku jury górnej oraz podstaw jego współczesnego drenażu nastąpił po trzeciorzędowym, tektonicznym wypiętrzeniu obszaru Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i ostatecznego ukształtowania się monokliny śląsko-krakowskiej. Zgodnie z wynikami badań A. Pacholewskiego (za A. Rózkowskim, 1990) w obrębie zbiornika można wyróżnić trzy systemy przepływu wód podziemnych: regionalny, pośredni i lokalny, stanowiące jednocześnie bazę współczesnego drenażu. Regionalny odpływ wód ze zbiornika jest związany z monoklinalnym zapadaniem całego omawianego obszaru w kierunku północno-wschodnim pod kredowy zbiornik Niecki Nidziańskiej. Według tego autora odpływ do regionalnej bazy drenażu stanowi zaledwie około 15% podziemnego odpływu ze zbiornika górnourajskiego. Jest on drenowany głównie przez pośrednie i lokalne systemy przepływu (Rózkowski, 1990). Systemy pośrednie są drenowane przez doliny głównych rzek obszaru: Białej i Czarnej Przemszy, Warty i Pilicy. Istniejący obok nich lokalny system przepływu i drenażu może odprowadzać nawet do 70% wód ze zbiornika jury górnej (Rózkowski, 1990). Bazę dla tego drenażu stanowią doliny mniejszych potoków.

Jednym z najistotniejszych elementów hydrografii obszaru Olkusz—Zawiercie i jednocześnie przejawem współcześnie aktywnej cyrkulacji krasowej jest bardzo duża liczba źródeł na tym terenie. Uboga sieć rzeczna skupia się w obniżeniach tektonicznych (np. dolina górnej Białej Przemszy) i na przedpolu kuesty jurajskiej (w zachodniej części obszaru) (ryc. 3). Gęstość źródeł dla całego regionu Wyżyny Krakowskiej jest stosunkowo mała i wynosi 0,07—0,2 źródła na 1 km² (Czarnecka, 1975; Dynowska, 1983), lecz w granicach obszaru Olkusz—Zawiercie jest o wiele wyższa i wynosi 0,4 źródła na 1 km², a w obrębie Bramy Wolbromskiej nawet powyżej 1 źródła na 1 km². Tak duża liczba źródeł występuje jeszcze jedynie w rejonie krakowskim (Dolinki Krakowskie). Wydajność pojedynczych wypływów nie jest duża, tylko kilka źródeł osiąga wydatek powyżej 100 l/s. Charakterystyczne jest natomiast występowanie całych stref wypływów, których łączna wydajność jest znaczna (100—200 l/s). Z reguły źródła drenujące pośrednie i lokalne systemy przepływu wypływają na kontakcie wapieni jury górnej, budujących warstwę wodonośną o charakterze regionalnym, z nieprzepuszczalnymi skałami różnych ogniw jury środkowej i dolnej. Jest to dominujący typ źródeł wzdłuż zachodniej granicy zbiornika. Bardzo wydajne i jednocześnie stałe są źródła występujące w strefach uskoków (Czarnecka, 1975; Dynowska, 1983).

Warunki hydrometeorologiczne obszaru Olkusz—Zawiercie w okresie badań

Obieg wody w masywie skalnym determinuje w dużej części struktura tego masywu, natomiast o ilości wody biorącej udział w obiegu decydują zewnętrzne warunki hydrometeorologiczne. Dlatego też mają one znaczny wpływ na przebieg procesów krasowych rozwijających się przede wszystkim dzięki podziemnej cyrkulacji wody. W warunkach krasu olkuszko-zawierciańskiego istotnymi elementami hydrometeorologicznymi wpływającymi bezpośrednio na wielkość zasilania zbiorników wód podziemnych są opady atmosferyczne, termika powietrza oraz pokrywa śnieżna. Ze względu na położenie omawianego obszaru w strefie klimatów umiarkowanych półkuli północnej, z wyraźnie zaznaczonymi porami roku i okresem zimowym, z udziałem opadów i zalegania śniegu, ważny jest również udział śniegu w opadzie rocznym oraz wielkość i terminy zalegania pokrywy śnieżnej. Analiza udziału wszystkich tych elementów w procesie zasilania zbiornika wód podziemnych jest uzasadniona ponadto faktem łącznego efektu zasilania roztopowo-deszczowego w przebiegu procesów krasowych.

Warunki hydrometeorologiczne dla okresu prowadzonych szczegółowych badań nad procesami morfogenetycznymi obszaru Olkusz—Zawiercie (lata hydrologiczne 1989—1990 oraz półrocze zimowe roku 1991) zostały przedstawione na tle trzydziestolecia 1960—1990. Okres tego wielolecia obejmuje również czas prowadzonych badań nad innymi aspektami procesów krasowych obszaru Olkusz—Zawiercie, między innymi procesów zapadliskowych (lata 1982—1988). Materiały wykorzystane w analizie pochodzą z posterunków Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej rozlokowanych na obszarze badań. Obejmują one dobowe sumy opadów z posterunku w Chechle,

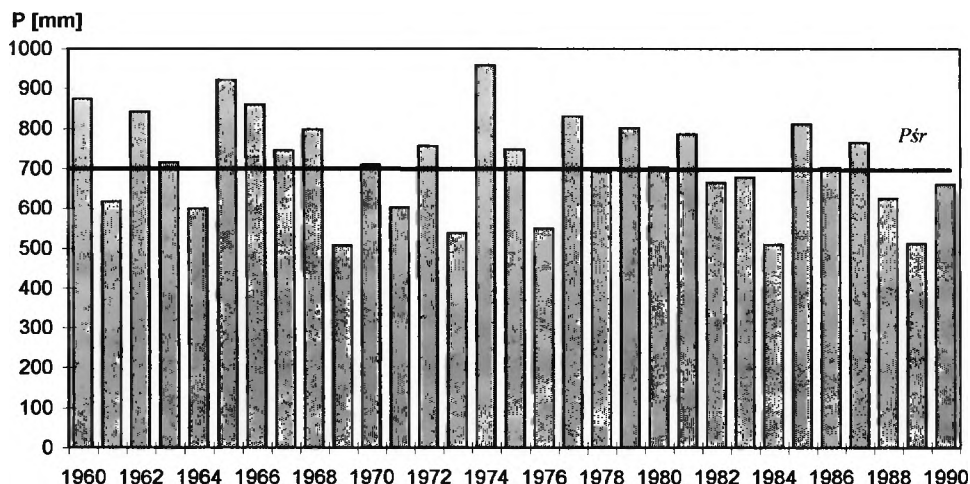
tygodniowe wysokości zwierciadła wód podziemnych w studniach w Chechle i Zalesiu Golczowickim. Wykorzystano również wyniki własnych pomiarów wydajności źródła w Ryczówku opartych na stałej rejestracji za pomocą limnigrafu. Ponadto do przeanalizowania termiki powietrza oraz zalegania pokrywy śnieżnej wykorzystano codzienne wartości tych elementów z Krakowa za lata 1988—1991 (Codzienne Biuletyny Meteorologiczne IMGW z lat 1988—1991).

Opady atmosferyczne i wahania zwierciadła wód podziemnych w latach 1960—1990

Ogólną tendencję warunków hydrometeorologicznych obszaru Olkusz—Zawiercie oparto na trzydziestoletnim ciągu obserwacji wielkości opadów atmosferycznych (Chechło) oraz wahań zwierciadła wód podziemnych w zbiorniku środkowotriasowym (Zalesie Golczowickie) i górnójurajskim (Chechło) (ryc. 3). Ponadto wykorzystano informacje zawarte w literaturze (Kleczkowski, 1972; Meyer, 1984; Punzet, 1988; Leszkiewicz i in., 1991, 1993; Rózekowski i in., 1993).

Obszar krasowy Olkusz—Zawiercie leży w wododziałowej części pasa Wyżyn Środkowopolskich i charakteryzuje się pewnymi cechami kontynentalizmu klimatu. Przejawia się to przede wszystkim w rocznym rozkładzie temperatur. Średnia wieloletnia temperatura roku wynosi około 8°C z temperaturą stycznia –3,5°C i lipca 17,5°C (Kleczkowski, 1972). Wynika stąd duża roczna amplituda temperatury dochodząca do 20°C. Największe różnice temperatury w ciągu roku występują w centralnej, najwyższej części omawianego obszaru, gdzie cechą klimatu jest bardzo duże nagrzanie powietrza latem w lipcu i sierpniu (nawet do 35°C), natomiast duże wychłodzenie zimą.

W związku z wielkim rozczłonkowaniem rzeźby obszaru Olkusz—Zawiercie występuje tu również znaczne zróżnicowanie warunków klimatycznych. Najlepiej jest to widoczne w zróżnicowaniu wielkości opadów. Pokażne wyniesienie środkowej części pasa skałek Wyżyny Krakowskiej (powyżej 400 m n.p.m.) powoduje, że tereny położone na wschód od tego pasa są w tzw. cieniu opadowym dla napływających głównie z zachodu wilgotnych mas powietrza. Suma rocznych opadów może tu być nawet o 100—200 mm niższa niż po zachodniej stronie obszaru. Średnia roczna suma opadów na posterunku w Chechle w latach 1960—1990 wynosiła 712 mm, przy czym najbardziej wilgotne były lata sześćdziesiąte ze średnim rocznym opadem 748 mm (ryc. 13).



Ryc. 13. Roczne sumy opadów w Chechle w latach 1960—1990. $P_{\text{śr}}$ — średnia roczna suma opadów w wieloletiu 1960—1990

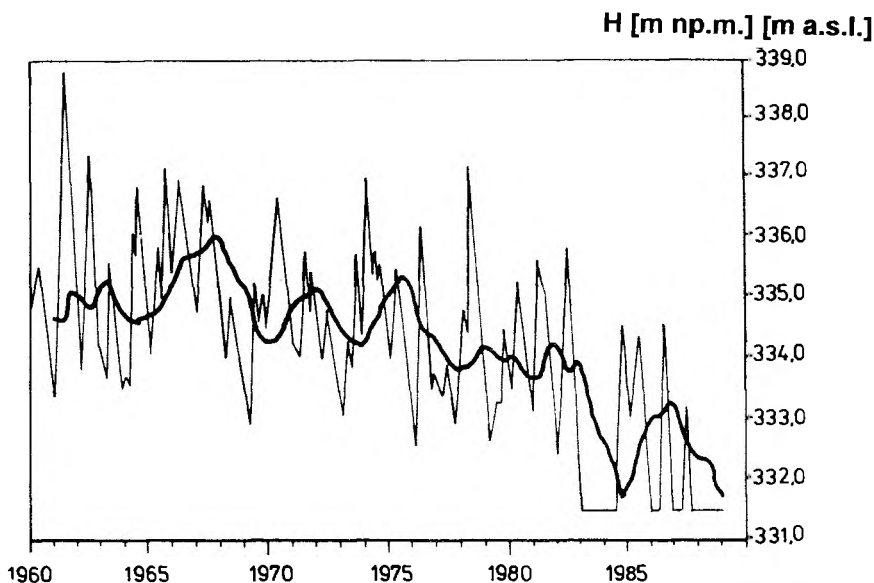
Fig. 13. Annual precipitation in Chechle in the period of 1960—1990. $P_{\text{śr}}$ — mean annual precipitation in the period of 1960—1990

Lata siedemdziesiąte należały do średniowilgotnych (718 mm). Za najbardziej wilgotny w całym trzydziestoleciu uznano rok 1974, co zaważyło na średniej dla całego dziesięciolecia. Natomiast lata osiemdziesiąte trzeba zaliczyć do okresów zdecydowanie suchszych (676 mm). W tym dziesięcioleciu zarejestrowano duże niedobory wody pochodzącej z opadów, a w latach 1982—1984 nawet suszę hydrologiczną na obszarach wododziałowych (Meyer, 1984; Punzet, 1988). Miała ona istotny wpływ na niedobory wody w zbiornikach wód podziemnych obszaru Olkusz—Zawiercie, głównie odkrytego zbiornika górnójurajskiego. Podobne warunki suszy hydrologicznej wystąpiły na obszarze badań również w latach 1988—1989, kiedy niedobory opadów osiągnęły 200 mm w roku w stosunku do średniej z całego wieloletia. Wśród opadów atmosferycznych ważny dla zasilania zbiornika wód podziemnych i kształtowania się zasobów tych wód w ogólnej ilości opadów jest udział śniegu. Przy średnim opadzie dla całego obszaru wynoszącym 700—800 mm (w zależności od położenia) około 30% przypada na opady śniegu (około 250 mm). Wyrażna jest przy tym prawidłowość, że im większa suma opadu, tym mniejszy udział opadu śniegu (20—25% sumy rocznej). Pokrywa śnieżna utrzymuje się w obszarze Olkusz—Zawiercie z reguły dłużej niż na sąsiednich terenach, tj. około 80 dni. Dotyczy to szczególnie części jurajskiej. Warunki śnieżne w czasie zimy (grubość pokrywy śnieżnej i czas jej zalegania) w zdecydowany sposób wpływają na zasoby wód podziemnych obu zbiorników krasowych (Czarnecka, 1975; Leszkiewicz i in., 1993; Rózkowski i in., 1993). Około 70% wody odpływającej źródłami ze

zbiornika jury górnej pochodzi z topniejącego śniegu, natomiast pozostałe 30% z opadów deszczu. Istotne dla wyraźnego zmniejszenia zasilania zbiorników wód podziemnych jest więc występowanie zim bezśnieżnych lub z niewielką ilością śniegu, jakie były w końcu lat osiemdziesiątych.

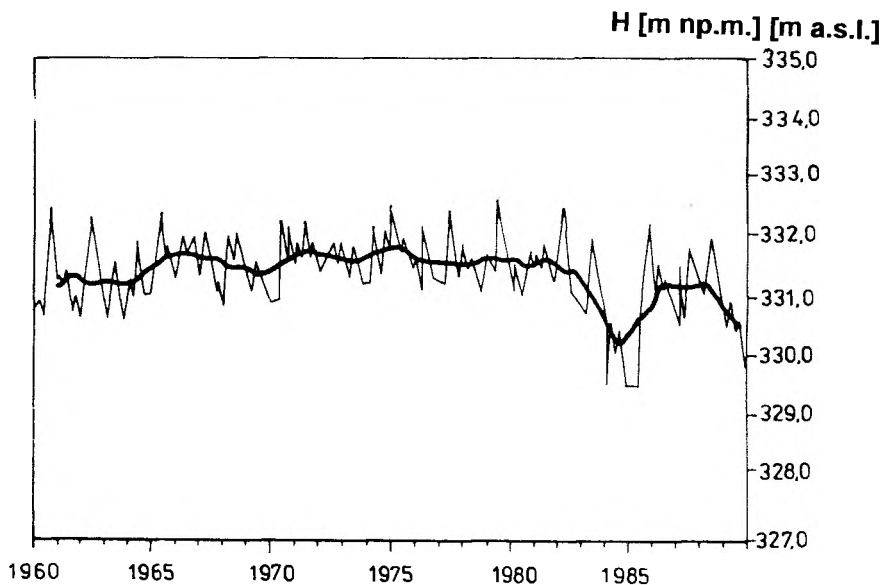
Ze względu na fakt, że centralna część omawianego obszaru stanowi najwyższą partię całej Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Góra Janowskiego — 504 m n.p.m.), z wyraźną krawędzią morfologiczną od zachodu, skąd najczęściej napływają masy powietrza, jest ona obszarem o dużym natężeniu procesów pogodowych. Głównym tego przejawem są burze, które osiągają tu znaczną siłę i częstotliwość. Mają charakter lokalny i nie występują jednocześnie. W tej części pasa Wyżyn Środkowopolskich zaś zanotowano największą w Polsce częstotliwość gradu.

Charakterystyka hydrogeologiczna oraz szczegółowa interpretacja wahań zwierciadła w studniach w Chechle i Zalesiu Golczowickim zostały omówione w pracach J. Leszkiewicza i in. (1991, 1993) oraz J. Rózkowskiego i in. (1993). Wahaniami zwierciadła wód podziemnych w zbiornikach krasowych obszaru Olkusz—Zawiercie w wieloleciu 1960—1990 przedstawiają w tych studiach ryc. 14 i 15. Zwierciadło wód podziemnych w triasie ujmowane studnią w Zalesiu Golczowickim w dolinie Białej Przemszy na głębokości około 11 m od poziomu terenu wykazuje dużą dynamikę wahań — do 7 m w wieloleciu (ryc. 14). W całym wieloleciu zwierciadło to znajdowało się średnio na wysokości 334 m n.p.m., przy czym da się zauważyć ogólną tendencję spadkową wysokości tego zwierciadła od połowy lat siedemdziesiątych (ryc. 14). Spadek wysokości zwierciadła w 1983 roku doprowadził do okresowego wyschnięcia studni (do połowy 1984 roku), po czym zwierciadło to kształtowało się wielokrotnie poniżej dna studni aż do zupełnego wyschnięcia w 1988 roku. Od tego czasu woda nie pojawiła się już w ujęciu w Zalesiu Golczowickim, a IMGW w Katowicach zrezygnowało z prowadzenia dalszych obserwacji na tym posterunku (informacja ustna w IMGW w Katowicach). Tendencja spadkowa zwierciadła wód podziemnych w serii węglanowej triasu w tej części rejonu olkuskiego została spowodowana uaktywnieniem się sztucznego drenażu górniczego utworów triasowych od 1974 roku (Adamczyk, Chawiński 1982). Gwałtowny spadek poziomu wody w studni w latach 1983—1985 został wywołany nałożeniem się dwóch czynników. Obok drenażu górniczego ujemny wpływ na zwierciadło wody wywarła również wspomniana susza hydrologiczna i ogólnie mniejsze opady w latach osiemdziesiątych (ryc. 13 i 14). Zwierciadło wód podziemnych serii węglanowej jury górnej ujmowane studnią w Chechle na głębokości około 10 m ma niewielkie wahaniami wysokości — około 2,5 m w wieloleciu 1960—1990 (ryc. 15). Średnia wysokość tego zwierciadła kształtowała się na poziomie 331,3 m n.p.m. W ciągu całego omawianego okresu wyraźne obniżenie wysokości zwierciadła wód w zbiorniku górnourajskim (w krawędziowej części Wyżyny Krakow-



Ryc. 14. Wahania wysokości oraz wieloletni trend zwierciadła wód podziemnych w zbiorniku serii węglanowej triasu w latach 1960—1990 na podstawie studni w Zalesiu Golczowickim

Fig. 14. Fluctuations of hight and many years' tendency of groundwater level of the Triassic carbonate aquifer in the period of 1960—1990 (well in Zalesie Golczowickie)



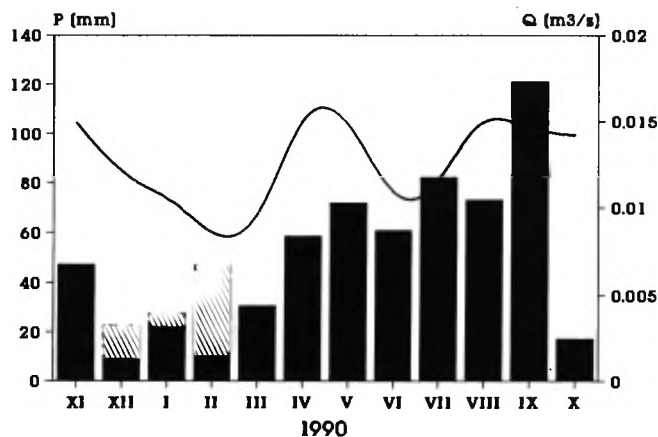
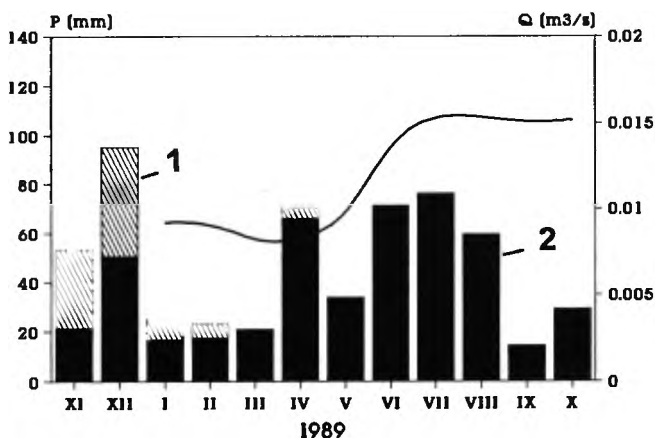
Ryc. 15. Wahania wysokości oraz wieloletni trend zwierciadła wód podziemnych w zbiorniku serii węglanowej jury górnej w latach 1960—1990 na podstawie studni w Chechle

Fig. 15. Fluctuations of hight any many years' tendency of groundwater level of the Upper Jurassic carbonate aquifer in the period of 1960—1990 (well in Chechle)

skiej) zaobserwowano w latach 1983—1985 oraz w końcu lat osiemdziesiątych (ryc. 15). Zjawisko to ma związek z suszami hydrologicznymi lat osiemdziesiątych. Antropogeniczne przyczyny obniżenia się zwierciadła wód podziemnych w obu zbiornikach omówiono dokładniej w osobnym rozdziale.

Roczny przebieg opadów atmosferycznych w latach 1989—1991

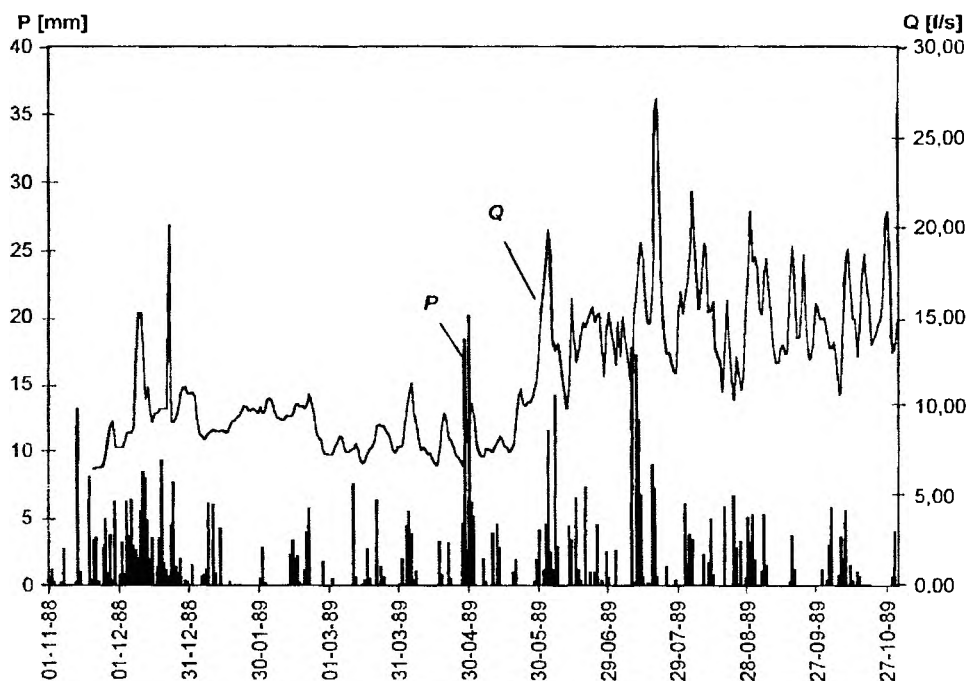
Na tle tendencji wielolecia 1960—1990 pod względem ilości opadów atmosferycznych lata 1989—1990 można uznać za małowilgotne lub nawet suche. Rok 1989 o sumie opadów 512 mm miał opady nierównomiernie rozłożone w czasie (ryc. 16). Najbardziej wilgotny był grudzień (95,2 mm),



Ryc. 16. Średnie miesięczne wydajności źródła w Ryczówku II na tle miesięcznych sum opadów atmosferycznych w Chechle w latach 1989 oraz 1990
1 — śnieg; 2 — deszcz

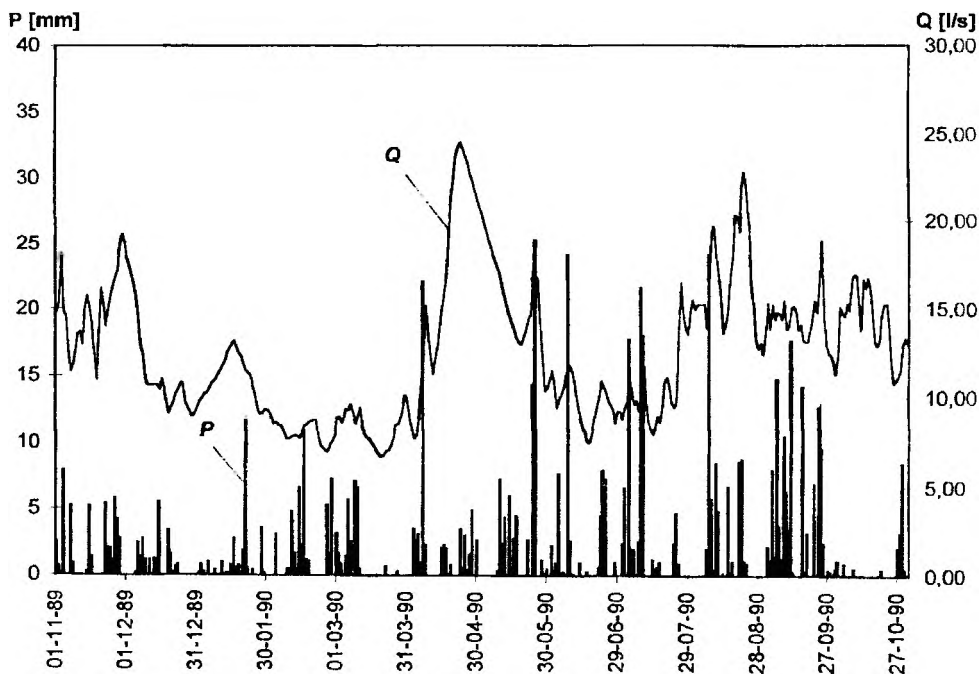
Fig. 16. Mean monthly discharge in spring Ryczówku II and monthly precipitation in Chechle in the period of 1989 and 1990
1 — snowfall, 2 — rainfall

wilgotne były też miesiące letnie: czerwiec i lipiec oraz kwiecień (> 70 mm). W ogólnej sumie opadów śniegu stanowił zaledwie 15% tej sumy (94,4 mm) (ryc. 16). Główne opady śniegu przypadały na pierwszą połowę zimy — na listopad (31,6 mm) i grudzień (44,7 mm), w których to miesiącach opad śniegu stanowił odpowiednio 60% i 47% sumy opadów. Rok 1990 o sumie opadów 660 mm należał do średniowilgotnych w całym trzydziestoleciu 1960—1990, a suma ta była o 50 mm niższa od średniej wieloletniej (ryc. 13). Najbardziej wilgotnym miesiącem w roku hydrologicznym był wrzesień (121,1 mm). Wysokie opady zanotowano również pod koniec wiosny i w miesiącach letnich: w maju (74,8 mm), lipcu (82,2 mm) i sierpniu (73,1 mm). Opad śniegu stanowił zaledwie 8,5% ogólnej sumy opadów z koncentracją w grudniu (13,5 mm) i lutym (36,9 mm). W lutym śnieg dominował w ogólnej sumie opadów atmosferycznych ($> 80\%$). Wynika stąd, że podobnie jak w roku poprzednim zima była prawie bezśnieżna. Miało to istotny wpływ na przebieg podstawowych procesów hydrologicznych i procesów denudacji chemicznej w krasie olkusko-zawierciańskim w okresie prowadzonych szczegółowych badań.



Ryc. 17. Przebieg dobowych sum opadów atmosferycznych w Chechle (P) oraz średnich dobowych wydajności źródła w Ryczówku II (Q) w roku hydrologicznym 1989

Fig. 17. Daily precipitation in Chechle (P) and mean daily discharge in Ryczówek II spring (Q) in the period of 1989



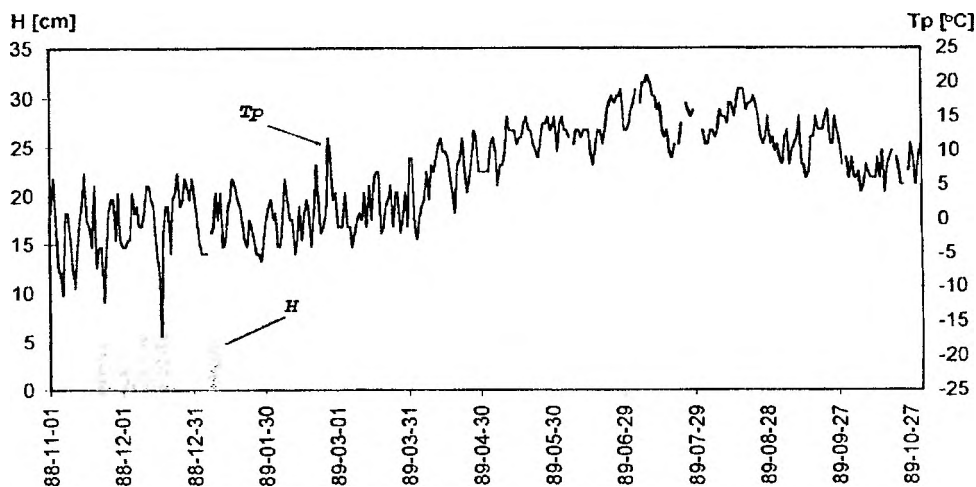
Ryc. 18. Przebieg dobowych sum opadów atmosferycznych w Chechle (P) oraz średnich dobowych wydajności źródła w Ryczówku II (Q) w roku hydrologicznym 1990

Fig. 18. Daily precipitation in Chechło (P) and mean daily discharge in Ryczówek II spring (Q) in the period of 1990

Obszar olkusko-zawierciański, co zostało już podkreślone, jest często nawiedzany przez burze (głównie w okresie lata). Towarzyszące burzom opady mają zwykle nawalny charakter. W roku hydrologicznym 1989 ośmiokrotnie wystąpiły opady o dobowej sumie przekraczającej 10 mm i jednokrotnie 20 mm (20,1 mm—30.04.1989) związane z burzami letnimi w czerwcu i lipcu (wyjątek stanowi opad 13,5 mm w listopadzie oraz opady w końcu kwietnia 18,3 mm i 20,1 mm) (ryc. 17). Rozlewne deszcze w dniach 9—12 lipca (47,1 mm) dały maksymalną wydajność źródła w Ryczówku w tym roku hydrologicznym (przy braku roztopów). W 1990 roku opady o natężeniu powyżej 10 mm/dobę wystąpiły aż czternastokrotnie, a o natężeniu powyżej 20 mm/dobę — pięciokrotnie. Opady pojawiły się w różnych okresach roku (ryc. 18). Maksymalne zanotowano w końcu maja (24 i 25.05.1990 — odpowiednio 14,3 mm i 25,2 mm) oraz w pierwszej dekadzie września (łącznie w okresie 5—11.09.1990 — 66,9 mm).

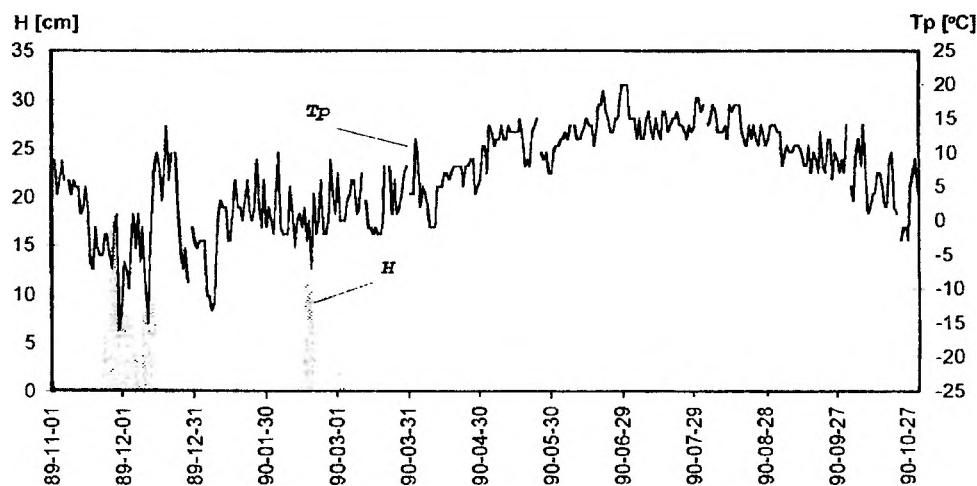
Termika powietrza i pokrywa śnieżna w latach 1989—1991

Roczny przebieg temperatury w czasie prowadzonych badań w latach 1989—1990 przedstawiają ryc. 19—20. Z kolei ryc. 21 obrazuje warunki



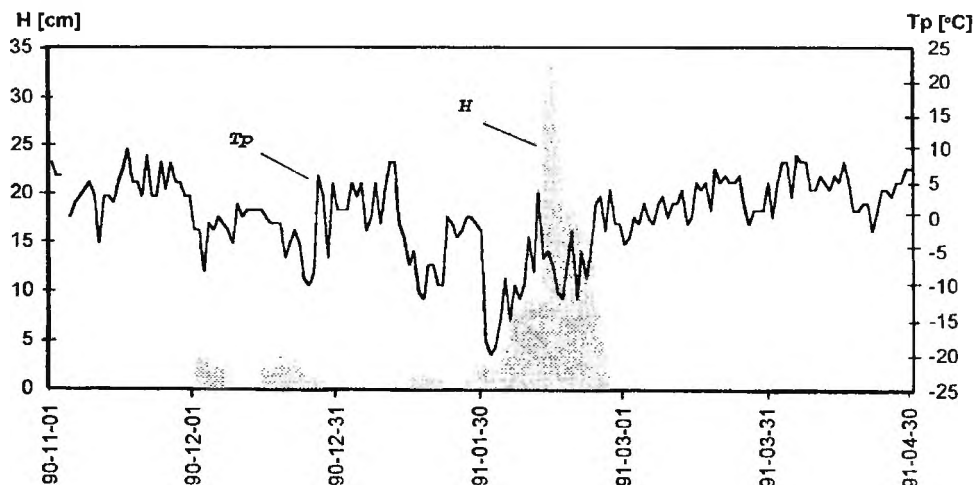
Ryc. 19. Przebieg średniej temperatury powietrza (T_p) oraz pokrywy śnieżnej (H) w stacji Obserwatorium Astronomicznego w Krakowie w roku hydrologicznym 1989

Fig. 19. Distribution of mean daily air temperature (T_p) and snow cover in Cracow in the period of 1989



Ryc. 20. Przebieg średniej temperatury powietrza (T_p) oraz pokrywy śnieżnej (H) w stacji Obserwatorium Astronomicznego w Krakowie w roku hydrologicznym 1990

Fig. 20. Distribution of mean daily air temperature (T_p) and snow cover in Cracow in the period of 1990



Ryc. 21. Przebieg średniej temperatury powietrza (T_p) oraz pokrywy śnieżnej (H) w stacji Obserwatorium Astronomicznego w Krakowie w roku hydrologicznym 1991

Fig. 21. Distribution of mean daily air temperature (T_p) and snow cover in Cracow in the period of 1991

termiczne półrocza zimowego 1991 roku, kiedy prowadzono bardziej szczegółowe badania nad procesami krasowymi w okresie roztopów. Średnia temperatura powietrza w latach hydrologicznych 1989 i 1990 była podobna i wynosiła odpowiednio 6,5 i 6,6°C. Temperatura w półroczu zimowym była równa średnio 1,2°C (1989) i 1,3°C (1990). Półrocze zimowe 1991 roku zaś było wyraźnie chłodniejsze i miało temperaturę 0,0°C. W półroczu letnim temperatura wynosiła średnio 12,1°C (1989) i 11,5°C (1990).

Jak już wspomniano, jednym z istotnych czynników meteorologicznych kształtujących wielkość zasilania zbiorników krasowych w warunkach klimatu umiarkowanego jest przebieg okresu zimowego, głównie wielkość, okres zalegania i tempo zanikania pokrywy śnieżnej. Na ryc. 19–21 przedstawiono warunki śnieżne zim w latach 1989–1991. Dane pochodzące ze stacji meteorologicznej Obserwatorium Astronomicznego w Krakowie, w sposób pośredni charakteryzują rzeczywiste warunki zalegania pokrywy śnieżnej i przebieg wiosennych roztopów omawianego obszaru. Wynika to z dłuższego okresu utrzymywania się pokrywy na tym terenie niż w otaczającym go, niżej położonym terenie, oraz z faktu, że Obserwatorium Astronomiczne w Krakowie charakteryzuje specyficzne cechy klimatu miejskiego. Zgodnie z kryteriami przyjętymi w pracy J. Leszkiewicza i in. (1993) okresy zimowe lat hydrologicznych 1989 i 1990 możemy zaliczyć do grupy zim prawie bezśnieżnych (ryc. 19, 20). O pojawieniu się, a następnie kilku lub kilkunastodniowym utrzymywaniu się pokrywy decydowały w tych latach bardziej warunki termiczne niż rozkład i wielkość opadów śniegu. Mimo mniejszych opadów

śniegu w 1990 roku wystąpiły w nim lepsze warunki retencji śnieżnej związane z przebiegiem ujemnych temperatur na przełomie listopada i grudnia (por. ryc. 20). Wyraźne ocieplenie w drugiej połowie grudnia 1989 roku doprowadziło do roztopów, które zaznaczyły się wzrostem wydajności źródła w Ryczówku II (ryc. 17, 19). Okres zimowy roku hydrologicznego 1991 był zupełnie odmienny od przedstawionych. Zimą tego roku można zaklasyfikować do zim śnieżnych ze średnią retencją śniegu (zob. Leszkiewicz i in., 1993; RóŹkowski i in., 1993). Pokrywa śnieżna utrzymywała się od połowy stycznia do końca lutego, a — jak wskazują na to bezpośrednie obserwacje autora — w rejonie wychodni utworów jury nawet do połowy marca. Jednocześnie osiągnęła ona znaczną miąższość (ryc. 21). Okres poprzedzający pojawienie się pokrywy charakteryzował się ujemnymi temperaturami, które utrzymywały się do drugiej połowy lutego. Z obserwacji autora wynika, że takie warunki zalegania pokrywy śnieżnej nałożyły się na głębokie przemarznięcie gruntu trwające aż do roztopów (do 65 cm w miejscach występowania pokrywy glebowej i strefy epikrasu — okolice Ryczówka). Miało to istotny wpływ na przebieg roztopów oraz na procesy hydrochemiczne w półroczu zimowym 1991 roku.

Charakterystyka odpływu w latach 1989—1990

Zbiornik wód podziemnych serii węglanowej triasu jest drenowany w głównej mierze w sztuczny sposób. Dlatego odpływ wody z tego zbiornika ma niewielki związek z naturalnymi warunkami zasilania. Nieduże istniejące jeszcze źródła odwadniające w sposób naturalny zbiornik triasowy (w południowej części obszaru; ryc. 3) nigdy nie były objęte systematycznymi pomiarami wydajności.

Czasowa zmienność ilości wód odpływających ze zbiornika jury górnej w sposób naturalny została oparta na wydajności kilku wybranych źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie (tab. 2). W latach 1989—1991 prowadzono stałą rejestrację wydajności źródła w Ryczówku (II) (Q_{II} , w latach 1989—1990 wynosi około 12 l/s) (zob. ryc. 3). Jego szczegółową charakterystykę przedstawiono w osobnym rozdziale dotyczącym reżimu źródeł drenujących zbiornik jury górnej. Wydajność źródła rejestrowano za pomocą limnigrafu zainstalowanego na potoku odprowadzającym wodę z całej strefy wypływów. Zależność przepływu w potoku od poziomu wody w potoku przedstawia krzywa konsumpcyjna (ryc. 22) na podstawie równania regresji:

$$Q = -387,894 + 223,302 \cdot H - 41,782 \cdot H^2 + 2,603 \cdot H^3,$$

gdzie:

Q — wydajność źródła [l/s],

H — stan wody w potoku poniżej źródła [cm].

Tabela 2

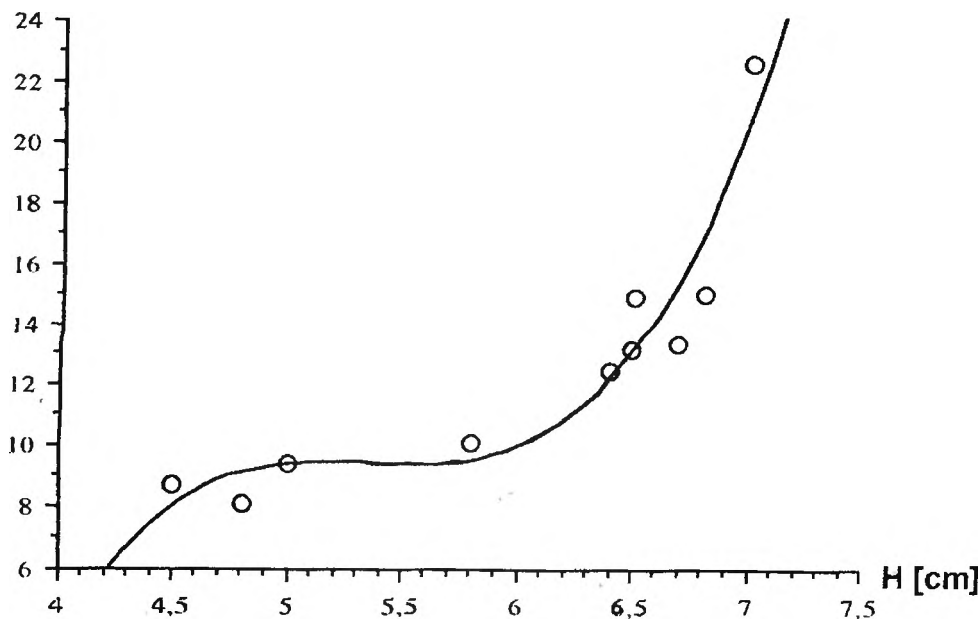
Wydajności wybranych źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie
w latach 1989—1992 [l/s]

Table 2

Discharge of chosen springs of the Olkusz—Zawiercie region
in the period of 1989—1992 [l/s]

Data (Date)	Bzów	Kromołów	Ryczówek II	Ryczówek I	Kłucze II	Kłucze I
05.06.1989	1,5	9,1	13,7	suche (dry)	—	10,0
13.11.1989	0,3	9,1	15,0	suche (dry)	1,9	0,5
26.06.1990	4,0	15,3	9,6	suche (dry)	1,8	5,1
10.10.1990	2,5	12,2	15,2	suche (dry)	1,6	11,5
05.06.1991	3,2	13,7	13,0	wysięk (dripping)	2,1	—
06.05.1992	—	22,9	48,2	26,4	1,7	29,3

Q [l/s]



Ryc. 22. Krzywa konsumpcyjna źródła w Ryczówku II dla okresu badań 1989—1990

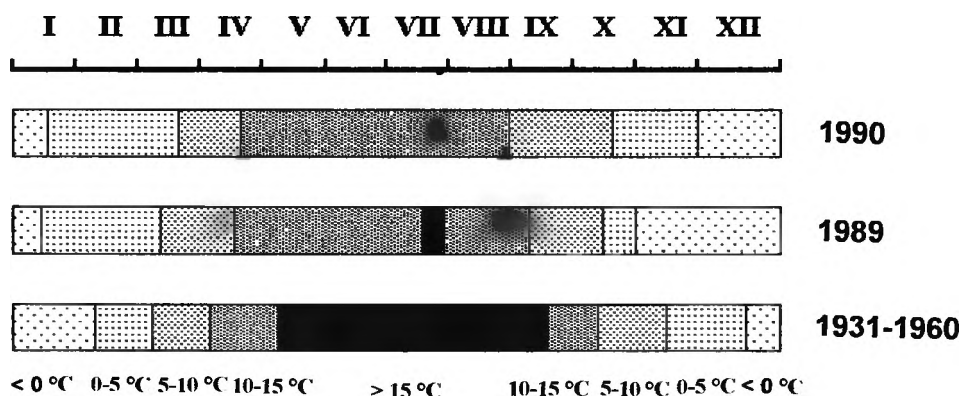
Fig. 22. Relationship between water level height and discharge in spring Ryczówek II for the period of 1989—1990

Średnie dobowe wydajności źródła w Ryczówku II uwidoczniło na ryc. 17 i 18. Charakterystykę odpływu wód ze zbiornika jury górnej oparto na średnich miesięcznych wydajnościach tego źródła, co zostało zobrazowane na tle miesięcznych sum opadów atmosferycznych (ryc. 16). Na roczny przebieg zmian wydajności źródła wyraźny wpływ miał rozkład opadów oraz warunki śnieżne zim i przebieg roztopów. W 1989 roku zaznaczyły się dwie kulminacje: wyższa ($Q_{\text{śr.}} > 15 \text{ l/s}$) w okresie lata i wczesnej jesieni oraz mniej wyraźna (około 10 l/s) w grudniu. W tym roku hydrologicznym reżim źródła był głównie deszczowy. W związku z prawie bezśnieżną zimą 1989 roku i brakiem typowych roztopów wiosennych wzrost wydajności nastąpił dopiero po obfitych opadach kwietniowych, a wyższe wydajności kontynuowały się przez całe lato dzięki większym opadom deszczu (ryc. 17, 19). Grudniowa kulminacja wydatku źródła wiązała się z odwilżami powodującymi zanikanie pokrywy śnieżnej w pierwszej połowie zimy. Pokrywa prawie się nie tworzyła, natomiast opady, głównie śniegu, były w grudniu najwyższe w roku. Wilgotny był również listopad. Minimalne wydajności źródła w Ryczówku II zanotowano na przełomie marca i kwietnia. Rok 1990 ze średnią wydajnością w ciągu roku podobną do poprzedniego (około 12 l/s) był okresem bardziej normalnego rozkładu odpływu ze zbiornika jury górnej. W tym roku hydrologicznym reżim źródła miał charakter roztopowo-deszczowy, co odpowiada reżimowi wieloletniemu źródeł Wyżyny Krakowskiej (Czarnecka, 1975). Wystąpiły dwa maksima wydajności: pierwsze w kwietniu — roztopowe i drugie w sierpniu — związane z opadami deszczu. Mimo prawie bezśnieżnej zimy (opady śniegu stanowiły zaledwie 8,5% rocznej sumy opadów) w końcu tego okresu nastąpiły korzystne warunki zasilania zbiornika górnopolskiego wodami roztopowymi. Bardziej zwarta pokrywa śnieżna wytworzyła się co prawda w grudniu, jednak warunki termiczne tej części zimy i gwałtowne tajanie śniegu nie sprzyjały zasilaniu roztopowemu (głównie spływ powierzchniowy po przemarzniętym gruncie). Dopiero w lutym większe opady śniegu i temperatura powietrza oscylująca wokół 0°C , nie sprzyjająca wytworzeniu się bardziej zwartej pokrywy śnieżnej, umożliwiły większe zasilanie zbiornika i dały wspomniane maksimum wydajności w kwietniu (ryc. 16 i 18). Wzajemny związek pomiędzy zasilaniem i odpływem wód ze zbiornika jury górnej oraz rozkład tego odpływu decydują o przebiegu procesów hydrochemicznych (krasowych) w latach 1989—1990.

Sezonowość zjawisk hydrometeorologicznych w okresie badań

Warunki klimatyczne strefy umiarkowanej półkuli północnej decydują o tym, że wszelkie zjawiska, zarówno pogodowe jak i hydrologiczne, ulegają

wpływowi zmieniających się pór roku. Klimat Wyżyn Środkowopolskich charakteryzuje się występowaniem co najmniej sześciu takich pór: zimy, przedwiośnia, wiosny, lata, jesieni i przedzimia. Dla dokonania analizy zmienności sezonowej warunków hydrometeorologicznych badanego obszaru nie mają one jednak większego zastosowania ze względu na brak jednoznacznych kryteriów wyznaczania ich w ciągu roku. Pewnym przybliżeniem obrazu tej zmienności, opierającym się jednak nadal na rozkładzie pór roku, są pory termiczne w ujęciu W. Wiszniewskiego i W. Chełchowskiego (1975). Podstawą wydzielenia sezonów w tym ujęciu jest temperatura powietrza. Pory roku określa się metodą graficzną na podstawie dat przejścia temperatury powietrza przez poszczególne wartości progowe, które znajduje się na przecięciach wykresu przebiegu rocznego średnich miesięcznych temperatur z podziałką czasu (ryc. 23). Średnie miesięczne łączy się z reguły liniami prostymi, z wyjątkiem okolic wartości największych i najmniejszych, gdzie stosuje się krzywe dla uzyskania obrazu zbliżonego do sinusoidy. Wartościami progowymi są temperatury: 0°, 5°, 10° i 15°C. Zgodnie z tymi kryteriami wydzielono pory termiczne dla lat 1989 i 1990 (ryc. 23).



Ryc. 23. Pory termiczne w ujęciu W. Wiszniewskiego i W. Chełchowskiego (1975) dla obszaru Olkusz—Zawiercie w latach 1989 i 1990 na tle wielolecia 1931—1960

Fig. 23. Thermic seasons in formulation of W. Wiszniewski and W. Chełchowski (1975) for the Olkusz—Zawiercie region in the period of 1989 and 1990 against a background of the period of 1931—1960

Porównanie ich rozkładu z okresem wielolecia 1931—1960 (Wiszniewski, Chełchowski, 1975) pozwala uznać omawiane lata za nietypowe. Przejawia się to głównie brakiem typowego lata oraz wcześniejszym niż w wieloleciu pojawianiem się kolejnych pór roku. Ma to istotne znaczenie dla interpretacji zmienności sezonowej zjawisk hydrologicznych i procesów hydrochemicznych.

W celu przeanalizowania sezonowego rytmu zjawisk hydrometeorologicznych w zasięgu zbiorników wód podziemnych triasu i jury górnej wykorzystano ponadto indeks sezonowy określany według wzoru Gregory'ego i Wallinga (Kostrzewski, Stach, 1992):

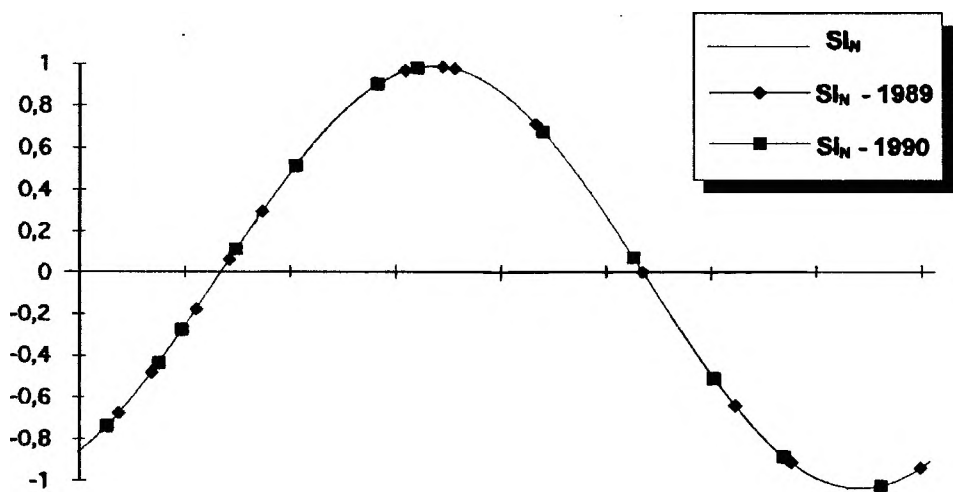
$$SI_N = \sin \frac{2\pi D_N}{365} [\text{rad}],$$

gdzie:

SI_N — wskaźnik sezonowy dla n -tego dnia,

D_N — numer dnia w roku.

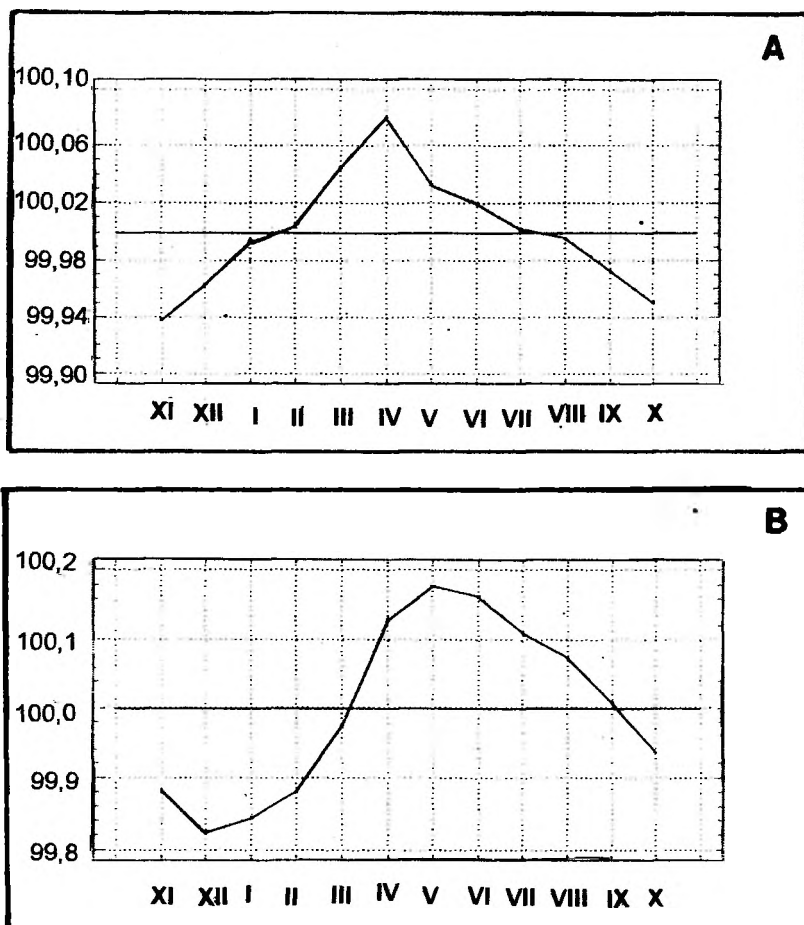
Dla całego roku wykres indeksu sezonowego obliczonego w ten sposób ma kształt sinusoidy z maksimum (1,0) na przełomie marca i kwietnia oraz minimum (−1,0) na przełomie września i października (ryc. 24). Jest on przybliżeniem sezonowego rytmu zjawisk hydrologicznych i biologicznych w klimacie umiarkowanym Europy. Maksimum odpowiada okresowi największego uwilgotnienia gruntu, najwyższego poziomu płytkich wód gruntowych oraz największych przepływów w rzekach. Minimum zaś odpowiada okresowi największego deficytu wody w krajobrazie pod koniec lata i na początku jesieni.



Ryc. 24. Sezonowość zjawisk hydrologicznych na podstawie indeksu sezonowego w ujęciu Gregory'ego i Wallinga (SI_N). Punktami zaznaczono rozkład terminów badań hydrochemicznych źródeł w Ryczówku i Kluczach w latach 1989 i 1990

Fig. 24. Seasonality of hydrologic phenomena based on seasonal index in formulation of Gregory and Walling (SI_N). Points show distribution of dates of hydrochemical investigations of springs in Ryczówek and Klucze in the period of 1989 and 1990

Prowadząc badania zjawisk towarzyszących cyrkulacji wód podziemnych w krasie węglanowym, indeks sezonowy określany wzorem Gregory'ego i Wallinga nie oddaje w pełni ich sezonowego rytmu, co dobrze ilustrują wykresy wskaźnika sezonowego (obliczonego z wykorzystaniem programu statystycznego Statgraphics) dla wysokości zwierciadła wód podziemnych w studniach w Chechle i Zalesiu Golczowickim (ryc. 25). Cały cykl zmian sezonowych jest przesunięty w czasie o około jeden miesiąc w odkrytym zbiorniku górnójurajskim i o dwa miesiące w zakrytym zbiorniku triasowym.

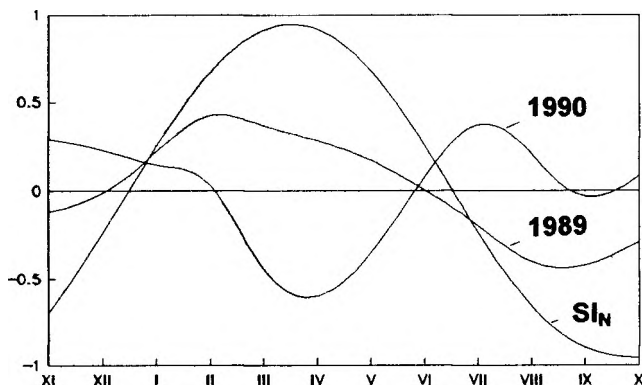


Ryc. 25. Sezonowość wahań zwierciadła wód podziemnych w zbiorniku serii węglanowej triasu — studnia w Zalesiu Golczowickim (A) i zbiorniku serii węglanowej jury — studnia w Chechle (B) w wieloleciu 1960—1990

Fig. 25. Seasonality of groundwater level fluctuations in the Triassic carbonate aquifer — in Zalesie Golczowickie well (A), and Upper Jurassic carbonate aquifer — in Chechło well (B) in the period of 1960—1990

Stąd okres maksymalnego napełnienia zbiorników jest odpowiednio opóźniony w stosunku do maksymalnego uwilgotnienia na powierzchni krasu. Podobnie jest przesunięty okres deficytu wód podziemnych w obu zbiornikach.

Na podstawie sezonowego wskaźnika dla wydajności źródła w Ryczówku w latach 1989 i 1990 i omawianego indeksu sezonowego Gregory'ego i Wallinga (studnie w Chechle i Zalesiu Golczowickim były wtedy wyschnięte) można stwierdzić nietypowość obu lat hydrologicznych (ryc. 26). Zaburzenie



Ryc. 26. Sezonowość wydajności źródła w Ryczówku II w latach 1989 i 1990 na tle wykresu indeksu sezonowego Gregory'ego i Wallinga

Fig. 26. Seasonality of discharge in Ryczówek II spring in the period of 1989 and 1990 in relation to seasonal index of Gregory and Walling

sezonowości zjawisk hydrologicznych, a co za tym idzie również procesów hydrochemicznych, jest w tych latach związane z nietypowym rozkładem opadów i temperatur zobrazowanym porami termicznymi w ujęciu W. Wiszniewskiego i W. Chełchowskiego (1975) (ryc. 23).

Cechy fizyczne i właściwości chemiczne wód podziemnych krasu olkusko-zawierciańskiego

Środowisko skał węglanowych w specyficzny sposób wpływa na wody podziemne krążące szczelinami i kanałami krasowymi. Podstawowym procesem w krasie węglanowym jest rozpuszczanie chemiczne, a następnie transport rozpuszczonych w wodzie związków chemicznych. W procesie chemicznych reakcji woda odgrywa tu podstawową rolę, dlatego w efekcie uzyskuje charakterystyczne dla środowiska skał węglanowych właściwości fizyczne i chemiczne. W obszarach krasowych woda jest integralnym elementem biorącym udział w reakcjach rozpuszczania skały.

Uwagi metodyczne

Podstawowe związki chemiczne poszczególnych faz procesu rozpuszczania przedstawia tab. 3. Wynika z niej, że w wodach krasowych pozbawionych zanieczyszczeń skład jonowy jest związany głównie ze środowiskiem rozpuszczanych skał z przewagą jonów wapnia (Ca^{2+}) i magnezu (Mg^{2+}) oraz jonów wodorowęglanowych (HCO_3^-). Przybliżonym wskaźnikiem stanu równowagi układu oraz obecności w wodzie rozpuszczonego dwutlenku węgla jest odczyn wyrażający stężenie jonów wodorowych w wodzie (pH).

Obok podstawowego składu jonowego wód krasowych (tab. 3) badania hydrochemiczne pozwalają na określenie dodatkowych parametrów charak-

Tabela 3

**Główne nieorganiczne związki i jony pochodzące z reakcji chemicznych
w krasie węglanowym**

Table 3

**Principal inorganic compounds and ions of chemical reactions
in carbonate karst**

Typ (Kind)	Faza (Phase)	Faza stała (Solid phase)	Faza ciekła (Liquid phase)	Faza gazowa (Gaseous phase)
Podstawowe (Basic)		CaCO ₃ CaMg(CO ₃) ₂	Ca ²⁺ Mg ²⁺ H ⁺ H ₂ O (CO ₂) _{aq} H ₂ CO ₃ HCO ₃ ⁻ CO ₃ ²⁻ OH ⁻	CO ₂
Akcesoryczne (Accessory)		CaSO ₄ · 2H ₂ O SiO ₂ FeS ₂	Na ⁺ K ⁺ SO ₄ ²⁻ Cl ⁻ (O ₂) _{aq} H ₄ SiO ₄	H ₂ S O ₂
Zanieczyszczenia (Contaminants)			NH ₄ ⁺ metale ciężkie (heavy metals) NO ₃ ⁻ NO ₂ ⁻ fosforany (phosphates)	NH ₃ CH ₄

Źródło: według W. B. White'a, 1988.
Source: after W. B. White, 1988.

teryzujących środowisko wód podziemnych. Jednym z najważniejszych parametrów jest twardość ogólna (TH). Twardość wód naturalnych stanowi wynik zawartości w wodzie rozpuszczonych soli wapnia i magnezu (wodorowęglanów, węglanów, siarczanów, chlorków, fosforanów, azotanów i boranów tych metali) (zob. Markowicz, Pulina, 1979; White, 1988; Krawczyk, 1992). W przypadku wód nie zanieczyszczonych jest ona dobrą miarą wielkości rozpuszczonych skał węglanowych w wodach podziemnych.

Istotnym wskaźnikiem wynikającym ze składu jonowego, a obrazującym środowisko wód podziemnych w krasie, jest wskaźnik Ca/Mg. Jest on oparty na ilorazie koncentracji jonów wapnia i magnezu (White, Shuster, 1971; White, 1988). Wskaźnik Ca/Mg równy 1 wskazuje na to, że zbiornik krasowy jest zbudowany z dolomitów. Dla krasu wapiennego wskaźnik ten wynosi przeważnie od 2 do 10. Jeśli chodzi o obszar Olkusz—Zawiercie, ma on szczególnie istotne znaczenie z uwagi na kontakty hydrauliczne dwóch zbiorników związanych z różnymi środowiskami skalnymi (trias — głównie dolomity, jura — głównie wapienie).

Ważnym parametrem hydrochemicznym opisującym stan równowagi układu, w którym odbywa się proces rozpuszczania skał węglanowych, jest

indeks nasycenia wobec kalcytu (SI_c) i dolomitu (SI_d). Określa się go na podstawie koncentracji w wodzie wapnia, magnezu, wodorowęglanów oraz zmierzonego w terenie pH. Z uwagi na rolę, jaką odgrywa w interpretacji wspomnianego stanu równowagi procesu rozpuszczania w systemie krasowym, szczegółowa interpretacja indeksu nasycenia została przedyskutowana osobno.

Wśród cech fizycznych wód krasowych istotne znaczenie mają: temperatura wody (t_w) i przewodność elektryczna właściwa (C). Pierwszy element jest dobrym wskaźnikiem reżimu wód podziemnych (np. źródeł). Jednocześnie fluktuacje temperatury wody dają przybliżony obraz sposobu organizacji cyrkulacji wód w zbiorniku. Natomiast przewodność elektryczna właściwa jest odzwierciedleniem wielkości zmineralizowania wód podziemnych i umożliwia obliczenie mineralizacji ogólnej wody. Dla wód krasowych typu wodorowęglanowo-wapniowego i o przewodnościach właściwych w zakresie 30—50 mS/m pewne przybliżenie tej mineralizacji możemy otrzymać, stosując wzór:

$$\Sigma_M = 6,2 \cdot C_{25},$$

gdzie:

Σ_M — mineralizacja ogólna [mg/l],

C_{25} — przewodność właściwa w temperaturze 25°C [mS/m] (Krawczyk, Opołka, 1992).

W niniejszej pracy zamiast współczynnika 6,2 zastosowano średni współczynnik przeliczeniowy uzyskany na podstawie sum stężeń poszczególnych jonów dla każdego miejsca poboru prób:

$$\alpha = M/C_{25},$$

gdzie:

α — współczynnik przeliczeniowy,

M — suma stężeń jonów [mg/l] (Krawczyk, Opołka, 1992).

Ponadto, jeśli wody krasowe zawierają głównie wapń, magnez i wodorowęglany, bez większego udziału takich jonów jak sód, potas, chlorki, siarczany czy azotany, to z przewodności właściwej można bezpośrednio określać twardość ogólną wody. W takich przypadkach bowiem istnieje liniowa zależność między tymi parametrami (White, 1988). Wymienione powyżej zależności, spełniane w wodach naturalnych, nie przeobrażonych, mają istotne znaczenie dla interpretacji wyników uzyskanych w krasie olkusko-zawierciańskim głównie z racji próby wychwycenia antropopresji na procesy hydrochemiczne, a w efekcie na procesy krasowe.

Wymienione elementy składu jonowego wód oraz ich cechy fizyczne są w krasie węglanowym badane w szczególny sposób. Większość standardowych oznaczeń wykonuje się specyficznymi, używanymi tylko w obszarach kraso-

wych, metodami (Markowicz, Pulina, 1979; Krawczyk, 1989, 1992; Krawczyk, Opolka, 1992). W niniejszej pracy oznaczenia składu jonowego oraz pomiary właściwości fizycznych wody wykonano w Laboratorium Hydrochemii Krasowej Katedry Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego. Bezpośrednio w terenie mierzono: temperaturę wody (termometrem rtęciowym), przewodność elektryczną właściwą (konduktometrem typu N572), odczyn (pH-metrem typu MAT 1202). Ponadto w części prób wody oznaczano w terenie zawartość amoniaku i azotynów (metodą kolorymetryczną z wykorzystaniem wzorców MERCK). Próby wody do analiz laboratoryjnych pobierano do butelek polietylenowych (analiza ogólna) oraz szklanych (oznaczenia rozpuszczonego tlenu). Analizy laboratoryjne obejmowały oznaczenia: twardości ogólnej (metodą wersenianową w obecności buforu amonowego i czerni eriochromowej *T* jako wskaźnika), zawartości wapnia, zasadowości i chlorków (metodami miareczkowymi, odpowiednio ze wskaźnikami oranżu metyloвого i argentometryczną), zawartości sodu i potasu (fotometrem płomieniowym FLAPHO 4), zawartości siarczanów (metodą turbidymetryczną — z użyciem spektrofotometru SPEKOL 10) i azotanów (metodą jonoselektywną). Zawartość magnezu określano z różnicy między twardością ogólną i zawartością wapnia. Rozpuszczony w wodzie tlen oznaczano metodą Winklera. Oprócz tego w części prób oznaczano zawartość zjonizowanej krzemionki i fosforanów (metodami spektrofotometrycznymi). Dokładniej metody te przedstawiono w cytowanej literaturze.

Z metodycznego punktu widzenia w warunkach krasu węglanowego istotny jest odpowiedni dobór okresów i częstotliwości badań właściwości chemicznych i fizycznych wody. Szczególnie ważnym elementem badań jest przeprowadzenie pomiarów hydrochemicznych (opróbowanie lub rejestracja) w różnych sytuacjach hydrologicznych. Ze względu na bardziej skoncentrowany sposób odpływu i towarzyszącą temu zjawisku zmienność wydajności źródeł oraz poziomu wód podziemnych badaniami hydrochemicznymi musi być objęty zarówno odpływ podziemny podstawowy, jak i odpływ wezbraniowy. J. F. Quinlan i E. C. Alexander jr. (1987) uważają, że minimalna liczba prób zebrana w ciągu roku hydrologicznego wynosi 10. Problem odpowiedniej liczby prób, ale przede wszystkim ich odpowiedniego rozkładu w cyklu hydrologicznym, jest szczególnie ważny w badaniach wpływu zanieczyszczeń antropogenicznych na wody podziemne. W celu zrealizowania założeń niniejszej pracy badania hydrochemiczne w latach 1989—1990 były rozłożone w ciągu całego roku hydrologicznego (zob. ryc. 26). Ponadto do zbadania zmian właściwości fizycznych i chemicznych wód podziemnych w okresach wezbraniowych przeprowadzono szczegółowe studia w czerwcu 1990 roku (opady deszczu) oraz wiosną 1991 roku (roztopy).

Materiał badawczy zebrany w celu scharakteryzowania warunków hydrochemicznych w zbiorniku jury górnej był o wiele bogatszy niż w przypadku

triasu. Wynika to z dwóch powodów. Po pierwsze sztuczny drenaż prawie całego zbiornika triasowego powoduje, że wody niemal w całości są odprowadzane poprzez wyrobiska górnicze kopalń rud cynku i ołowiu, następnie kanałami wód dołowych do Białej Przemszy. Dlatego trudno badaniami hydrochemicznymi objąć wody podziemne w ich naturalnym środowisku. Po drugie lepiej poznane warunki hydrologiczne triasowej części obszaru Olkusz—Zawiercie (wspomniane szczegółowe opracowania związane z udostępnianiem złóż rud cynku i ołowiu) skłoniły autora do zajęcia się w większym stopniu zbiornikiem górnej jury, który w granicach omawianego obszaru jest praktycznie nie rozpoznany.

Właściwości fizyczne i chemiczne wód podziemnych serii węglanowej triasu

Jak już wielokrotnie podkreślano, cyrkulacja wód podziemnych serii węglanowej triasu, w granicach omawianego obszaru, jest w znacznym stopniu zaburzona. Stąd niewielki udział w odpływie tych wód ze zbiornika mają naturalne wypływy — źródła. Ich ilość jest poza tym ograniczona warunkami hydrogeologicznymi zbiornika, głównie subartezyjskimi warunkami cyrkulacji. Istniejące źródła są rozlokowane w południowo-zachodniej części obszaru Olkusz—Zawiercie (m.in. źródła Sztoły w Żuradzie, źródła Koziego Brodu w Płokach). Interesujący jest też zespół wypływów występujący na południe od omawianego terenu — w rejonie Płazy i Karniowic. Ze względu na potrzebę przedstawienia cech fizycznych i chemicznych wód podziemnych w różnych fazach obiegu w masywie charakterystykę hydrochemiczną serii węglanowej triasu oparto głównie na analizie wód dopływających do wyrobisk górniczych kopalń rejonu olkuskiego. Ze względu na brak własnych pomiarów hydrochemicznych w tych wyrobiskach wykorzystano dane pochodzące z trzech opróbowań wykonanych w 1991 roku przez A. F. A d a m c z y k a (1991 a, b). Zastosowano jedynie wyniki analiz wód wypływów z utworów triasowych, głównie kanałów krasowych przeciętych wyrobiskami kopalni. Charakteryzują one wody dopływające do kopalni w różnych częściach objętych eksploatacją i sztucznym drenażem.

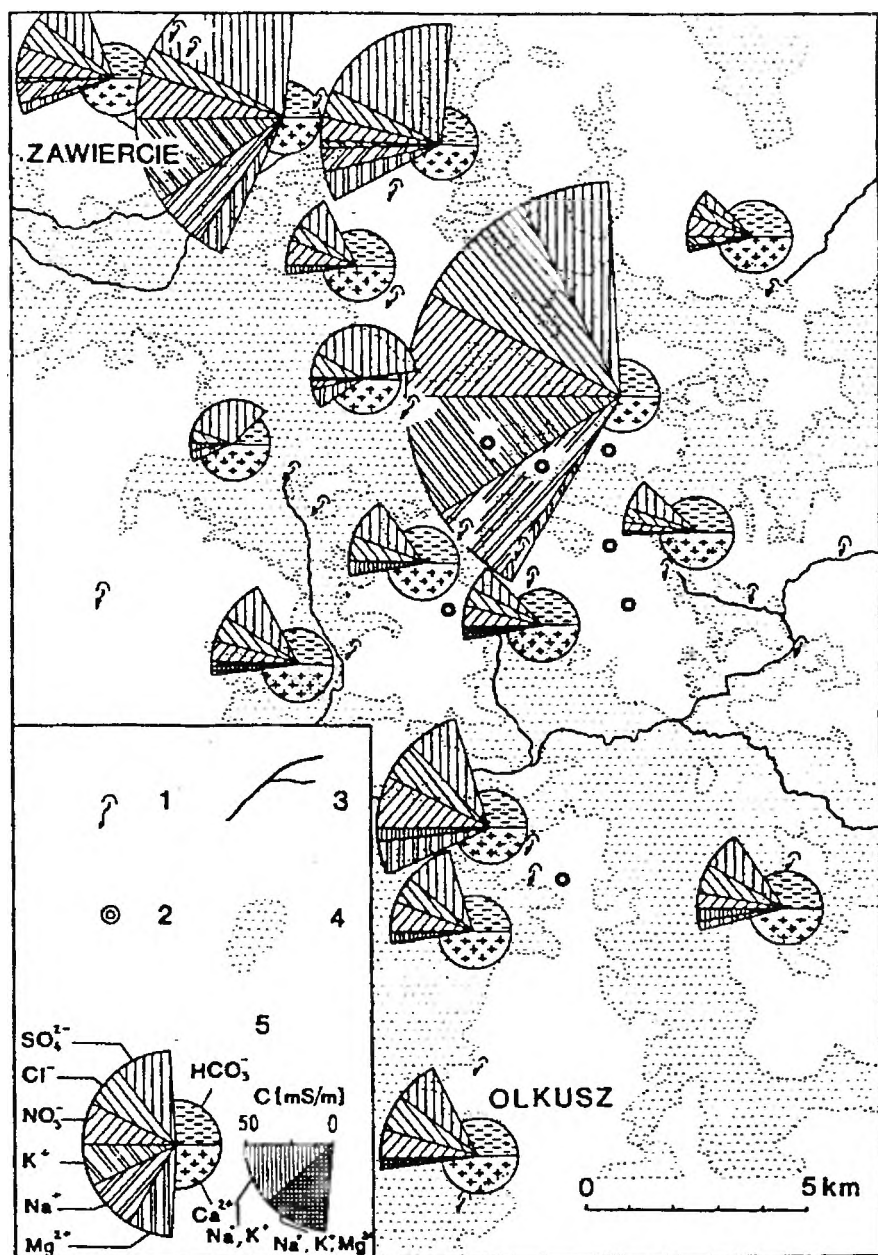
Temperatura wód dopływających do kopalń kanałami krasowymi i otworami wiertniczymi w przodkach i chodnikach wodnych wynosi 9,3—11,8°C (A d a m c z y k, 1991 a, b). Wody te są średnio zmineralizowane, przewodność właściwa mieści się w granicach od 42,0—97,0 mS/m (mineralizacja odpowiednio 260—600 mg/l). W południowej i centralnej części kopalni wody

są przeważnie najbardziej zmineralizowane (górna granica wymienionych wartości). Wpływ na wyższą mineralizację wód dopływających do wyrobisk górniczych w tej części kopalni mają wysokie zawartości siarczanów. Zjawisko to jest związane z oddziaływaniem stawów osadowych flotacji ZGH „Bolesław” na wody podziemne (m.in. Rózkowski, Wilk, 1980; Adamczyk, 1990, 1991a). Odczyn wód kopalni jest lekko zasadowy (pH od 7,22 do 8,24). Najniższą wartość pH mają wody zanieczyszczone w rejonie stawów osadowych (7,22). Natomiast te, które dopływają do kopalni we wschodniej części, mają pH o wyższej wartości (7,7—8,2).

W składzie jonowym wód serii węglanowej triasu w całym omawianym obszarze przeważają wodorowęglany i wapń. Zgodnie z klasyfikacją Szczukariewa-Priklonńskiego wody te reprezentują typ jonowy $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$. W rejonie wspomnianego wpływu stawów osadowych w tym składzie — obok dwóch wymienionych jonów — dominują siarczany (typ jonowy $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}$), a w wodach najbardziej przekształconych antropogenicznie skład jonowy jest jeszcze bardziej nienaturalny i skomplikowany (typy wielojonowe bez określonego elementu głównego). Wody dopływające do wyrobisk górniczych kopalń rud cynku i ołowiu we wschodniej części obszaru eksploatacji są wyraźnie słabiej zmineralizowane (przewodność właściwa: 43—50 mS/m) i mają właściwości chemiczne ukształtowane głównie w wyniku procesów rozpuszczania skał węglanowych — wapieni i dolomitów (Ca^{2+} 3,1—4,0 mv/l; HCO_3^- 3,4—3,6 mv/l; Mg^{2+} 0,73—1,47 mv/l). Twardość ogólna wód podziemnych serii węglanowej triasu dopływających do kopalń, wynosi 3,2—5,0 mv/l przy prawidłowości podobnej jak w przypadku mineralizacji. Wody zatem silnie przekształcone w wyniku działalności człowieka mają największą twardość.

Informacje dotyczące warunków hydrochemicznych źródeł z utworów triasowych pochodzą z jednego opróbowania wykonanego przez autora w czerwcu 1992 roku. Wody źródeł Sztoly i w Płokach (ryc. 27) mają temperaturę 8,2—8,3°C, przewodność elektryczną właściwą 55,7—66,0 mS/m (345—410 mg/l) i pH 7,4. Pozostałe właściwości tych wód są podobne do tych, jakie mają naturalne wody dopływające do kopalń (wschodnia część kopalni).

Duży udział dolomitów w budowie geologicznej serii węglanowej triasu powoduje, że wskaźnik Ca/Mg, zarówno dla wód w kopalni jak i w źródłach, jest stosunkowo niski (1,0—4,6). Duży stopień skomplikowania warunków geologicznych triasu w obszarze Olkusz—Zawiercie powoduje, że system cyrkulacji krasowej łączy różne ogniwa triasu. Dlatego wody pochodzące z odwadniania sąsiednich partii zbiornika mają wskaźniki Ca/Mg od 1,0—1,5 (wartości zbliżone do czystych dolomitów) do 2,5—4,6, które charakteryzują wapienno-dolomityczne i wapienne części masywu.



Ryc. 27. Mapa hydrochemiczna obszaru Olkusz—Zawiercie (wg W. Krawczyk i in., 1990b, zmienione)

1 — źródła, 2 — studnie gospodarskie, 3 — sieć hydrograficzna, 4 — lasy, 5 — skład jonowy i przewodność właściwa wód podziemnych (promień diagramu proporcjonalny do wartości przewodności właściwej)

Właściwości fizyczne i chemiczne wód podziemnych serii węglanowej jury

Uwagi dotyczące niektórych właściwości fizycznych (głównie temperatury) i chemicznych wód podziemnych odpływających źródłami ze zbiornika jury górnej były prezentowane wcześniej przy okazji badań krenologicznych Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej (Czarnecka, 1975; Dynowska, 1983; Markowicz-Łobinowicz, 1968, 1983) oraz badań nad zmianami antropogenicznymi wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej (Rózkowski 1989; Krawczyk i in., 1990 a, b; Rózkowski, 1990). W zbieraniu własnego materiału dla jurajskiej części obszaru Olkusz—Zawiercie zwrócono uwagę głównie na możliwość prześledzenia sezonowych zmian właściwości fizycznych i chemicznych wód podziemnych w kilku wybranych miejscach wypływu.

Charakterystyka hydrochemiczna serii węglanowej jury górnej jest oparta na wynikach pomiarów właściwości fizycznych i chemicznych wód odpływających w sposób naturalny w źródłach oraz ujmowanych studniami gospodarskimi i głębinowymi. Właściwości fizyczne i chemiczne wód podziemnych jury górnej przedstawiono na ryc. 27. Studnie gospodarskie ujmujące w omawianym obszarze wody na głębokości od kilku metrów do ponad 50 m oraz duża część studni głębinowych o głębokościach od kilkudziesięciu metrów do 150 m charakteryzują przede wszystkim warunki strefy zasilania i pośrednich systemów przepływu w zbiorniku górnopodziemnym. Natomiast próby wody ze źródeł charakteryzują wody odpływające ze zbiornika (strefa drenażu lokalnego i regionalnego).

Temperatura wód podziemnych zarówno ujmowanych studniami gospodarskimi i głębinowymi, jak i wypływających ze źródeł waha się w granicach 7,5–11,0°C. Najczęściej jednak wynosi 8–9,5°C.

Wody podziemne jury górnej należą do średnio zmineralizowanych. Przewodność właściwa wód w zbiorniku jest silnie zróżnicowana. Istnieje zarówno przestrzenna, jak i czasowa zmienność tej właściwości fizycznej. Najniższe wartości przewodności występują w najmniej przekształconych antropogenicznie partiach zbiornika, głównie w częściach drenowanych przez najczystsze źródła (35–45 mS/m, odpowiednio 215–280 mg/l). Niektóre studnie głębinowe mają jeszcze słabiej zmineralizowane wody (np. Podzamcze, Kocikowa, Zawada, Kąpiele Wielkie, odpowiednio: 22,7, 27,4, 32,9 i 33,7 mS/m,

Fig. 27. Hydrochemical map of the Olkusz—Zawiercie region (after W. Krawczyk et al., 1990b, modified)

1 — springs, 2 — farm wells, 3 — rivers, 4 — forests, 5 — ion composition and conductivity of groundwater (diameter of diagram is proportional to conductivity value)

mineralizacja < 210 mg/l (ryc. 27). Jednak większość z nich oraz część studni gospodarskich ma wody o przewodności właściwej w granicach 50—60 mS/m (310—370 mg/l), która jest również najczęstsza w przypadku źródeł. Osobną grupę stanowią źródła (m.in. źródło Warty w Kromolowie) oraz największa grupa studni gospodarskich, gdzie występuje duże zmineralizowanie wód podziemnych związane z zanieczyszczeniami antropogenicznymi. Przewodność właściwa osiąga tu wartości 70—100 mS/m (430—620 mg/l).

Podobnie jak wody w zbiorniku triasowym, tak i wody podziemne serii węglanowej jury górnej są słabo zasadowe lub obojętne (w niektórych studniach). Odczyn tych wód w zależności od strefy ujęcia oraz sezonu dokonania pomiaru mieści się w granicach 7,2—8,0 dla źródeł i studni głębinowych oraz 6,9—7,5 w studniach gospodarskich. Obniżona wartość pH w tych ostatnich wiąże się ze stałym dopływem zanieczyszczeń antropogenicznych do wód ujmowanych płytkimi studniami.

Wyniki analiz we wszystkich miejscach poboru prób wykazują, że wody podziemne serii węglanowej jury górnej są, według klasyfikacji Szczukariewa—Prikłońskiego, typu wodorowęglanowo-wapniowego (HCO_3^- — Ca^{2+}). W wodach północnej części obszaru Olkusz—Zawiercie występują ponadto znaczne ilości jonów siarczanowych (SO_4^{2-}) powodując, że wody tej części zbiornika są typu wodorowęglanowo-wapniowo-siarczanowego (HCO_3^- — Ca^{2+} — SO_4^{2-}). Natomiast w wodach o podwyższonej przewodności właściwej w znacznych ilościach pojawiają się również jony chlorkowe (Cl^-) i azotanowe (NO_3^-) (tab. 4, ryc. 27). Wszystkie wody cechuje duża zawartość wapnia przy niewielkiej zawartości magnezu. Stąd, w przeciwieństwie do wód w zbiorniku triasowym, wskaźnik Ca/Mg jest wysoki i wynosi powyżej 5,5. Zawartości wapnia wahają się w granicach 3,5—6,9 mv/l (odpowiednio 70—138 mg/l). Wyjątek stanowią najbardziej przekształcone wody w strefie zasilania zbiornika jury górnej (w najwyższej części obszaru), gdzie zawartość wapnia dochodzi do 8,5 mv/l (170 mg/l). W związku z wysokim wskaźnikiem Ca/Mg twardość ogólna wód podziemnych serii węglanowej jury górnej przyjmuje podobne wartości jak wapń.

Rozpatrując właściwości chemiczne wód w zbiorniku jury górnej w aspekcie produktów reakcji rozpuszczania skał budujących ten zbiornik, należy wspomnieć o krzemionce (SiO_2). Poziom zawartości krzemionki w wodach tej serii waha się w granicach 5—10 mg/l (Krawczyk i in., 1990a). Źródłem zjonizowanej krzemionki w wodach serii węglanowej jury są najprawdopodobniej minerały ilaste wypełnień form krasu kopalnego, zsylikowane fragmenty szczątków organicznych w wapieniach oraz lokalnie całe warstwy z krzemieniami.

Cechy reżimu hydrologicznego i hydrochemicznego źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie

Poznanie faktycznej struktury oraz sposobu funkcjonowania systemu krasowego jest niezwykle ważnym elementem, niezbędnym do zbadania przebiegu procesów hydrologicznych i geomorfologicznych w obszarach krasu węglanowego. Należy tu zaznaczyć, że w warunkach w pełni rozwiniętego krasu oraz przepływów tranzytowych przez masyw węglanowy do analizy organizacji cyrkulacji wody w zbiorniku wyzyskuje się bezpośrednie metody hydrogeologiczne. Wśród nich najpowszechniejsze są różnego typu metody znacznikowe wykorzystujące sztuczne indykatory (chemiczne i fizyczne), które pozwalają na określenie kierunków i szybkości cyrkulacji wód w masywie (zob. m.in. Bögli, 1980; Bonacci, 1987; Ford, Williams, 1989; White, White, 1989). Obok metod bezpośrednich w krasie węglanowym można wykorzystać wiele metod pośrednich, wśród których w polskiej praktyce hydrogeologicznej najbardziej powszechna jest analiza wyników próbnych pompowań. Dla zbiornika triasowego właśnie ta metoda, prócz bezpośredniej prospekcji form krasowych we wnętrzu masywu, w wyrobiskach górniczych jest głównym źródłem informacji o sposobie funkcjonowania zbiornika (Rózkowski, Wilk, 1980; Motyka, 1988). Ponieważ nie dało się przeprowadzić bezpośrednich badań hydrogeologicznych w obrębie zbiornika jury górnej (brak jaskiń z przepływem wód podziemnych, niemożność stosowania metod znacznikowych oraz brak odpowiedniej sieci piezometrów i wierceń hydrogeologicznych w masywie górnojurajskim), system cyrkulacji krasowej nie jest tu dobrze rozpoznany. Wyjątek stanowi północny fragment zbiornika

w granicach zlewni Wiercicy (m.in. Liszkowska, Pacholewski, 1989). Dlatego też w niniejszej pracy zagadnieniom tym poświęcono więcej uwagi.

Kluczem do pośredniego poznania sposobu organizacji cyrkulacji wód krasowych w zbiorniku jest analiza reżimu hydrologicznego naturalnych wypływów (hydrogramy źródeł) oraz analiza zmian składu jonowego wód tych wypływów w czasie i przestrzeni (chemogramy źródeł). Wieloletnie szczegółowe badania w różnych obszarach krasowych na świecie pozwoliły na stwierdzenie pewnych zależności pomiędzy reżimem źródła, typem organizacji cyrkulacji w zbiorniku a zmiennością czasową niektórych cech fizycznych i elementów składu chemicznego wód źródłanych. Podstawy teoretyczne do takiego wykorzystania hydrogramów i chemogramów źródeł dały szczegółowe studia źródeł: Nittany Valley w Pensylwanii W. B. White'a (White, Stellmack, 1968; White, 1969; Shuster, White, 1971; White, 1988), systemów źródeł w Krasie Dynarskim (Gospodarič, Habič 1976), w Górach Skalistych w USA (Worthington, 1991) oraz przede wszystkim studia M. Bakalowicza i A. Mangina źródeł Aliou, Baget i Fontestorbes w Pirenejach (Mangin, 1975; Bakalowicz, 1979; Bakalowicz, Mangin, 1980). Autorzy tych prac opierają się na założeniu (prezentowanym dokładniej we wcześniejszych rozdziałach), że zbiorniki krasowe są niejednorodne (heterogeniczne) oraz że mogą reprezentować wszystkie możliwe kombinacje i stadia organizacji odpływu zawierające się między krańcowymi etapami rozwoju struktury zbiornika (*diffuse — conduit flow system*). W ścisłym związku ze strukturą i warunkami cyrkulacji wody w zbiorniku krasowym jest reżim hydrologiczny i hydrochemiczny źródła, na który składają się: wydajność źródła, cechy fizyczne wody (temperatura i przewodność właściwa) oraz czasowa zmienność właściwości chemicznych wody. Jest on w różny sposób kształtowany i modyfikowany przez warunki graniczne zbiornika. Zmienność wydajności źródeł krasowych to efekt zmienności opadów atmosferycznych, natężenia roztopów lub wielkości zasilania zbiornika ciekami powierzchniowymi (allochtonicznymi). Dlatego reżim hydrologiczny i hydrochemiczny źródeł w głównej mierze zależy od warunków zasilania. L. Jakucs (1959) wskazuje na zależność między sposobem zasilania zbiornika krasowego a reakcją źródła. Źródła o małej zmienności są — według tego autora — związane z zasilaniem autochtonicznym (perkolacją i infiltracją). Są one przeciwstawiane źródłom o dużej zmienności będącym pod wpływem skoncentrowanego zasilania allochtonicznego. Zdaniem S. R. H. Worthingtona (1991) położenie źródła (wysokość względna) w stosunku do sąsiednich źródeł drenujących ten sam system krasowy może być również ważnym czynnikiem decydującym o zmienności wydajności. Na takiej podstawie w obrębie zbiorników krasowych można wyróżnić: (1) źródła drenujące w całości zbiornik wód krasowych (*full-flow springs*); (2) źródła drenujące głównie odpływ podstawowy, podziemny, które nazwiemy podpływowymi (*underflow springs*); (3) źródła

drenujące głównie odpływ wezbraniowy, które nazwiemy przelewowymi (*overflow springs*, lub z literatury francuskojęzycznej *trop plains*) oraz (4) źródła pośrednie, które można nazwać podpływowo-przelewowymi (*underflow-overflow springs*). Źródła, które w pełni drenują zbiornik, są w krasie węglanowym rzadkie. Występują one tylko w tych obszarach, gdzie nie ma źródeł przelewowych, a jedyne występujące leży w najniższej położonym topograficznie punkcie całej zlewni. S. R. H. Worthington (1991) zakłada również, że każde źródło przelewowe ma komplementarne źródło podpływowe. Te ostatnie są zwykle trudne do badań, a często zdarza się, że w ogóle nie są rejestrowane w obrębie zlewni. W takich przypadkach odpływ podstawowy ze zbiornika odbywa się bez wypływu na powierzchnię, więc bez możliwości jego pomiaru. Z tego powodu źródła przelewowe są najlepiej poznane i najbardziej powszechne w obszarach krasu węglanowego.

Najprostszą, lecz nie zawsze możliwą do zastosowania, metodą rozpoznania typów źródeł i ich reżimu jest użycie stosunku maksymalnej wydajności źródła (Q_{max}) do minimalnej wydajności (Q_{min}) w ciągu roku. Na tej samej podstawie określa się wskaźnik rocznej lub wieloletniej zmienności źródła Mailleta (R) (Pazdro, 1983):

$$R = Q_{max}/Q_{min}.$$

Często do obliczeń wykorzystuje się wskaźnik liczby dni w ciągu roku z wydajnością powyżej zera ($Q > 0$). Jednak wobec braku stałej rejestracji lub choćby obserwacji źródła jest to wskaźnik trudny do zastosowania.

Zgodnie z założeniami S. R. H. Worthingtona (1991), opartymi na szczegółowej analizie zmienności wydajności najlepiej poznanych źródeł krasowych na świecie (m.in. w Ariège we Francji, Krasie Dynarskim w Słowenii i Chorwacji, Pensylwanii oraz w Górach Skalistych w USA), można przyjąć, że:

- **źródła krasowe pełne** (*full-flow*) mają wysoki wskaźnik rocznej zmienności wydajności i wypływ występuje przez cały rok (źródła zmienne według Mailleta, $R = 10 : 50$);
- **źródła krasowe podpływowe** (*underflow*) mają niski lub nawet bardzo niski wskaźnik rocznej zmienności przy wypływie w ciągu całego roku (według Mailleta źródła mało zmienne, $R = 2 : 10$, oraz stałe, $R = 1 : 2$);
- **źródła krasowe przelewowe** (*overflow*) mają wskaźnik rocznej zmienności równy nieskończoności (∞), a wypływ może się odbywać zarówno przez cały rok, jak i okresowo zanikać (według Mailleta źródła bardzo zmienne, $R > 50$).

Właściwości podobne do źródeł przelewowych mają wypływy podpływowo-przelewowe, które jednak topograficznie zajmują pośrednie miejsce między źródłami podpływowymi a przelewowymi.

Do szczegółowych studiów reżimu źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie wybrano osiem źródeł rozmieszczonych w jego jurajskiej części. Ze względu na cel niniejszej pracy, jakim jest zagadnienie wpływu działalności człowieka na szeroko rozumiane procesy krasowe, wyboru tych właśnie miejsc dokonano na podstawie wcześniejszej klasyfikacji hydrochemicznej wód oraz stopnia i rodzaju zagospodarowania strefy zasilania.

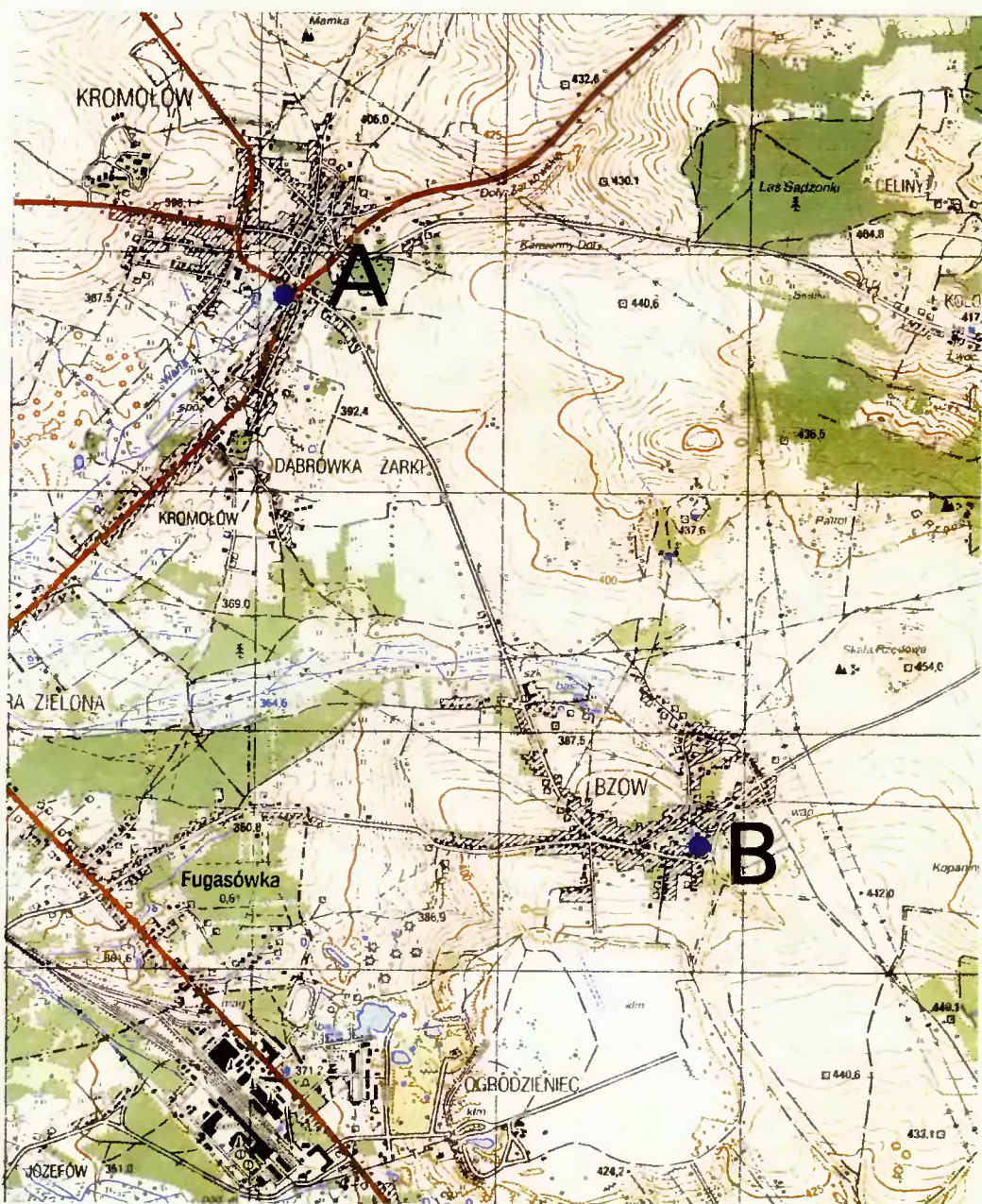
W północnej części omawianego obszaru, w rejonie Zawiercia, wybrano dwa źródła: Warty w Kromolowie (405 m n.p.m.) oraz górne źródło Czarnej Przemszy w Bzowie (382 m n.p.m.) (ryc. 27, 28). Są to wypływy leżące poza, zdefiniowanymi we wstępie, granicami zlewni Białej Przemszy. Posiadają szczegółowo opracowany dla lat sześćdziesiątych reżim hydrologiczny przez H. Czarnecką (1970, 1975). Źródła te reprezentują wody podziemne o typie jonowym wodorowęglanowo-wapniowo-siarczanowym (HCO_3^- — Ca^{2+} — SO_4^{2-}), będąc pod tym względem pewną osobliwością dla zbiornika jury górnej. Ich strefy zasilania podlegają intensywnej działalności rolniczej (PGR w Kromolowie).

Kolejne cztery źródła: w Świniuszcze (385 m n.p.m.), Ryczówku pod Księżą Górą (I) (387,5 m n.p.m.), w Ryczówku (II) (362,5 m n.p.m.) oraz w Stokach Kwaśniowskich (360 m n.p.m.), reprezentują odwodnienie głównej, najwyższej części zlewni Białej Przemszy w głębokich rozcięciach północnego obrzeżenia Bramy Wolbromskiej (ryc. 27, 29). Są to jednocześnie wypływy o najmniej przekształconym przez działalność człowieka składzie jonowym. Oba źródła w Ryczówku znajdują się pod wpływem oddziaływania ekstensywnego rolnictwa chłopskiego, a Ryczówek II jest ponadto w zasięgu oddziaływania gospodarstw niewielkiej wsi. Źródło w Ryczówku II było szczegółowo badane w latach hydrologicznych 1989—1990 (rejestracja wydajności oraz comiesięczne analizy hydrochemiczne; zob. ryc. 17, 18), źródło w Stokach Kwaśniowskich posiada prawie dziesięcioletni cykl obserwacji hydrochemicznych (1983—1992).

Dla południowego obrzeżenia Bramy Wolbromskiej wybrano dwa źródła w Kluczach: przy księgarni (II) (330 m n.p.m.) oraz przy ul. Olkuskiej (I) (380 m n.p.m.), reprezentujące różne typy odwodnienia zbiornika górnourajskiego w południowej części zlewni Białej Przemszy (ryc. 27, 30). Oba źródła są przykładem oddziaływania ścieków bytowych małej miejscowości na wody podziemne w krasie.

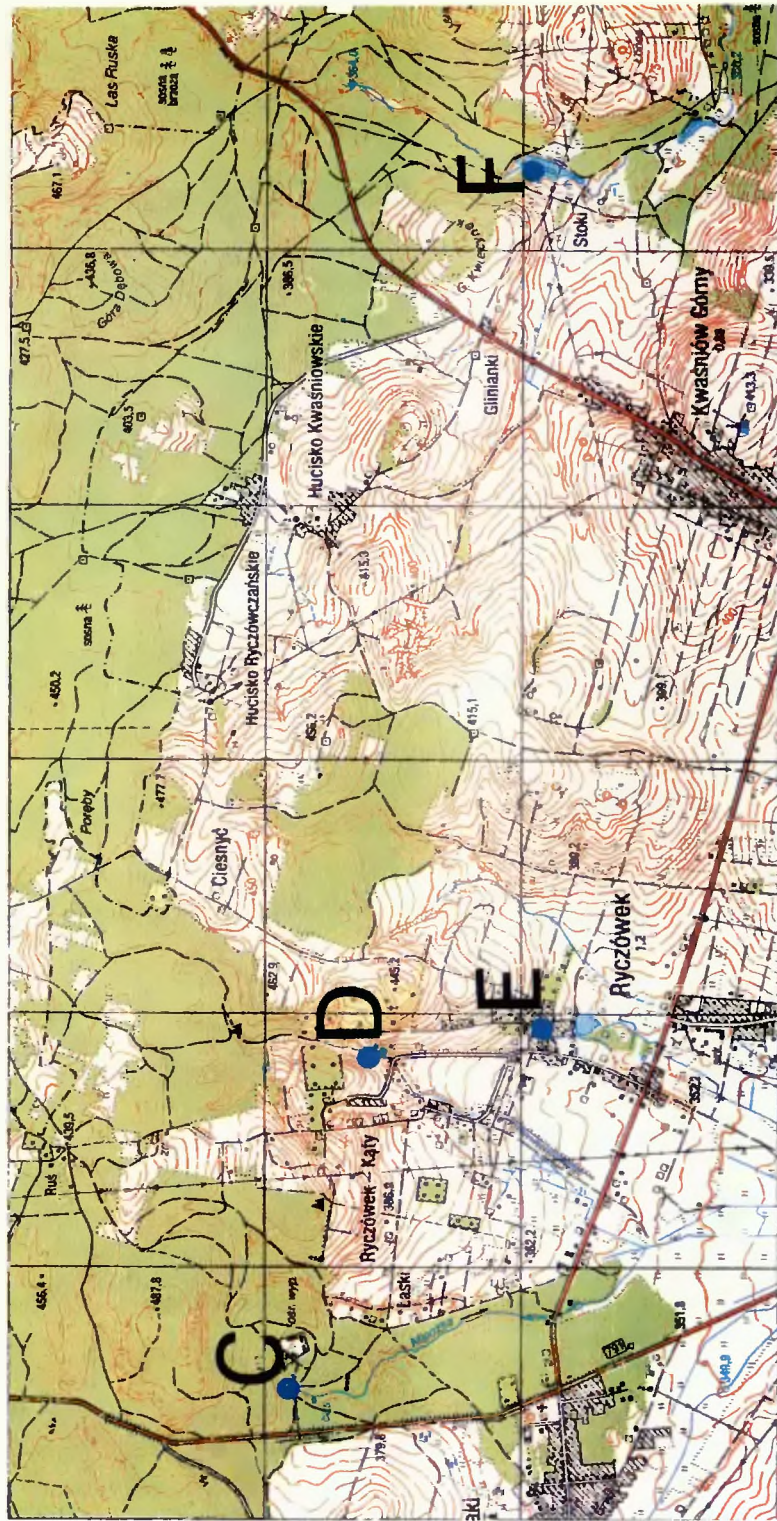
Reżim hydrologiczny wybranych źródeł

Reżim hydrologiczny źródeł omawianego obszaru ma charakter roztopowo-deszczowy (Czarnecka, 1970, 1975; Dynowska, 1983; Jokić, 1994).



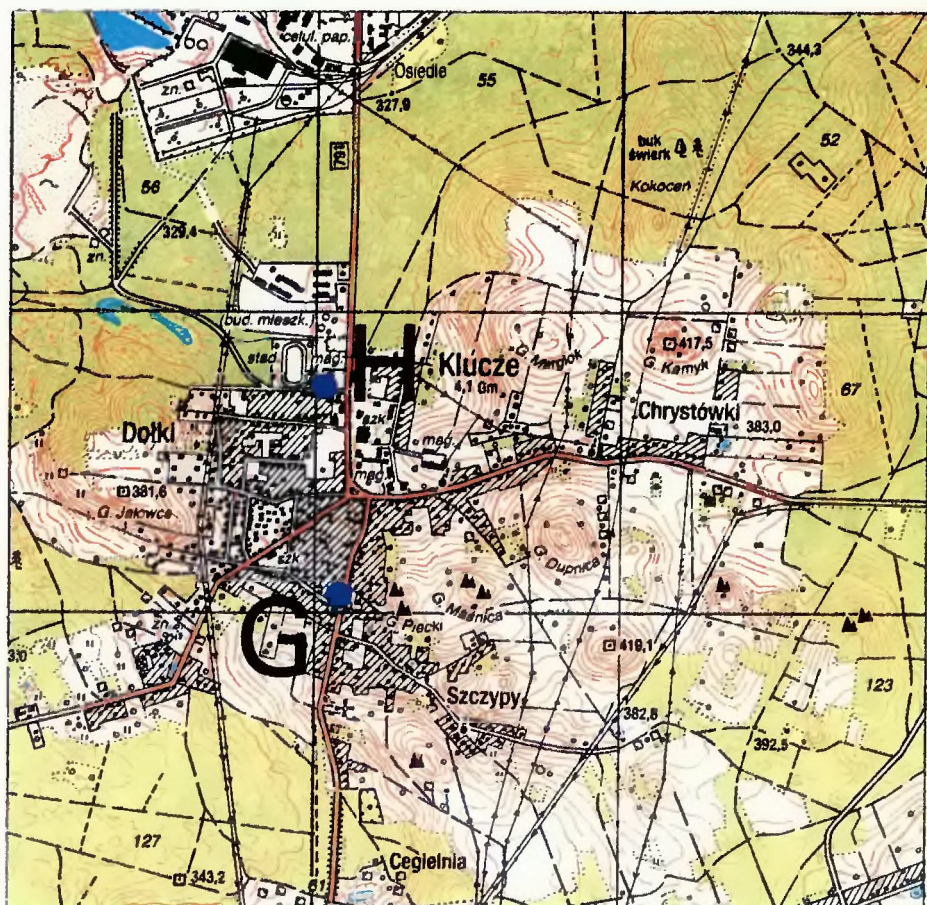
Ryc. 28. Sytuacja topograficzna i zagospodarowanie obszarów zasilania źródeł w Kromoławie (A) i Bzowie (B)

Fig. 28. Topography and land use in recharge area of springs in Kromołów (A) and Bzów (B)



Ryc. 29. Sytuacja topograficzna i zagospodarowanie obszarów zasilania źródeł w Świniusze (C), Ryczówku I (D), Ryczówku II (E) i Stokach Kwaśniewskich (F)

Fig. 29. Topography and land use in recharge area of springs in Świniuszka (C), Ryczówek I (D), Ryczówek II (E) and Stoki Kwaśniewskie (F)



Ryc. 30. Sytuacja topograficzna i zagospodarowanie obszarów zasilania źródeł w Kluczach I (G) i Kluczach II (H)

Fig. 30. Topography and land use in recharge area of springs in Klucze I (G) and Klucze II (H)

Ich maksymalne wydajności przypadają na okres roztopów, najczęściej od lutego do kwietnia (maksimum roztopowe). Natomiast drugie maksimum przypada na czerwiec lub lipiec (maksimum deszczowe) (Czarnecka, 1975). Czasem kulminacja wydajności związana z opadami deszczu może też występować w miesiącach jesiennych lub nawet zimowych zależnie od rocznego rozkładu opadów i warunków meteorologicznych zimy. Wartość maksimum opadowego zwykle jest dwu- lub trzykrotnie niższa niż maksymalne wydajności w czasie roztopów. Wydajności minimalne źródeł omawianego obszaru przypadają na okres zimowy, od października do lutego, a nawet marca. Na podstawie analizy średnich miesięcznych wartości wydajności źródeł w Bzowie i Kromiowie, z lat 1965—1989, P. Jokieli (1994) wykazał, że oba źródła obok cyklu rocznego wykazują mniej wyraźny cykl dwuletni. Ponadto źródło w Kromiowie ma jeszcze 25-letni rytm naturalny o trudnej do wyjaśnienia genezie.

W czasie głębokich niżówek niektóre źródła omawianego obszaru zanikają, by ponownie pojawić się po wiosennych roztopach. Wśród wymienionych wypływów do takich źródeł okresowych można zaliczyć źródło w Ryczówku I oraz górne źródło w Bzowie. W czasie suszy hydrologicznej końca lat osiemdziesiątych źródło w Ryczówku I było wyschnięte przez dwa sezony hydrologiczne — od września 1988 roku do maja 1991 roku. Źródło w Bzowie wysycha prawie pod koniec każdego sezonu hydrologicznego (październik, listopad).

Drugą, obok wydajności, cechą reżimu źródeł jest termika wód źródłanych. Do tej pory była ona przedmiotem bardziej szczegółowej analizy jedynie na podstawie obserwacji prowadzonych systematycznie przez H. Czarnecką (1975) w latach 1963—1968 w źródłach w Bzowie i Kromiowie. Cechą charakterystyczną termiki wód źródeł omawianego obszaru są małe wahania roczne i wieloletnie. Według H. Czarneckiej (1975) roczne amplitudy temperatury dla Bzowa wynosiły 0,5—1,7°C, a wieloletnia — 2,4°C. Temperatura wody wykazuje silny związek z przebiegiem zmian wydajności w ciągu roku, głównie z typem zasilania zimowo-wiosennego. Intensywne zasilanie zimowe (m.in. w czasie bezśnieżnych zim) wpływa na zmniejszenie rocznej amplitudy wahań (np. 1988 rok). Odmienna jest sytuacja w latach o intensywnych roztopach wiosennych — amplituda rośnie, a minimalne temperatury wody pojawiają się o miesiąc lub dwa później (zob. Czarnecka, 1975). W końcu lata, po odpłynięciu chłodnych wód z zasilania roztopowego, zbiornik wód podziemnych zasilają tylko ciepłe wody deszczowe podwyższające temperaturę wód w źródłach.

Zestawienie cech reżimu hydrologicznego źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie ilustruje tab. 5, w której dane zestawiono na podstawie wyników pomiarów wykonanych w latach 1989—1992 w różnych sezonach hydrologicznych. Zgodnie z przyjętymi wyżej kryteriami omawiane źródła reprezentują cały

wachlarz typów hydrologicznych. Źródła w Bzowie, Kromolowie, Ryczówku I i w Kluczach I mają bardzo wysoki wskaźnik rocznej zmienności ($R > 50$, a nawet równe ∞). Jednocześnie charakteryzują się największą amplitudą temperatury wody. Wszystkie wymienione źródła można zaliczyć do przelewowych. Strefy źródeł w Ryczówku II i Stokach Kwaśniowskich zgodnie z klasyfikacją Mailleta określa się jako mało zmienne ($R = 2-10$), a w Kluczach II nawet jako stałe ($R = 1-2$). Ze względu na sytuację topograficzną tych trzech źródeł i towarzyszące im komplementarne wypływy typu przelewowego (dla Ryczówka II — Ryczówek I oraz inne małe wypływy nie objęte badaniami; dla Kluczy II — Klucze I; dla Stoków Kwaśniowskich — wyższe wypływy ponad stawami okresowo zanikające w czasie niżówek) można je nazwać podpiwowymi.

Dla źródła w Świniuszcze nie wykonywano pomiarów wydajności (wody tego źródła są częściowo ujęte dla ośrodka wypoczynkowego), natomiast na podstawie jego położenia w tym samym masywie co Ryczówek I i na podobnej co ono wysokości nad poziom morza można by je uznać za źródło przelewowe.

Podane wyżej wskaźniki tylko w przybliżeniu charakteryzują faktyczne zróżnicowanie reżimu hydrologicznego źródeł omawianego obszaru (w granicach zbiornika jury górnej). Wynika to z faktu, że jedynie wypływy w Bzowie i Kromolowie mają w miarę stałą obserwację wydajności i temperatury (wyniki z lat 1962—1968, za H. Czarnecką, 1975). Wśród pozostałych źródeł jedynie w Ryczówku II prowadzono stałą rejestrację wydajności w latach 1989—1990. W porównaniu z okresem szczegółowych studiów H. Czarneckiej (1975) lata 1989 i 1990 były bardziej suche, pozwalają zatem określić reżim źródła w Ryczówku II (podobnie innych wymienionych źródeł) dla warunków suszy hydrologicznej. Interpretując zmienność warunków hydrologicznych źródeł odwadniających różne strefy zbiornika serii węglanowej jury górnej, należy ponadto zwrócić uwagę na fakt, że drenaż tego zbiornika jest silnie rozproszony (duża liczba mało wydajnych źródeł). Właściwe uchwycenie reżimu całego systemu drenażu wymaga bardzo uważnych studiów opartych głównie na rejestracji wydajności i temperatury w całych strefach wypływów. W różnych fazach napełnienia zbiornika woda odpływa z różnym natężeniem w poszczególnych częściach tych stref. Przykładem mogą być wypływy w Ryczówku. Oprócz dwóch omawianych w pracy źródeł jeszcze ponad pięć innych o mniejszej wydajności odwadnia ten sam masyw i odprowadza wody do Dębieńnicy, dopływu Białej Przemszy.

Reżim hydrochemiczny wybranych źródeł

Ze względu na podkreślane już wcześniej prawidłowości, jakie występują w zbiornikach krasowych, wiele informacji dotyczących ich funkcjonowania można uzyskać, badając właściwości fizyczne i chemiczne wód krążących w tym zbiorniku. Jak wynika z omówionych poprzednio cech reżimu hydrologicznego, zbiornik jury górnej obszaru Olkusz—Zawiercie jest zróżnicowany zarówno pod względem funkcjonowania, jak i organizacji cyrkulacji wód podziemnych. Cechy reżimu hydrochemicznego zbadano na podstawie właściwości fizycznych i chemicznych wód źródeł reprezentujących różne strefy drenażu serii węglanowej jury górnej i zróżnicowanych reżimów hydrologicznych. Wstępną klasyfikację hydrochemiczną wód tych źródeł przedstawia tab. 4, wyniki zaś analizy Cluster i analizy składowych głównych ukazują ryc. 31, 32. Pogrupowania źródeł pod względem cech fizycznych i składu chemicznego wody dokonano na podstawie dziewięciu pomiarów wykonanych w różnych sezonach w okresie od stycznia 1988 roku do maja 1992 roku równocześnie we wszystkich wypływach. W tab. 4 przedstawiono wartości średnie z tych pomiarów. Analizując właściwości chemiczne prezentowanych wód, można je rozdzielić zasadniczo na dwie grupy (ryc. 31). Jedna obejmuje źródła w Bzowie, Kromolowie oraz w Kluczach II i jest związana z wysokimi wartościami przewodności właściwej, wapnia i twardości ogólnej (tab. 4). W drugiej grupie znalazły się pozostałe źródła związane przede wszystkim z odwodnieniem Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego (źródła w Ryczówku — oba, Świniuszcze i Stokach Kwaśniewskich) oraz źródło drenujące lokalny system cyrkulacji w Kluczach I (źródło przelewowe). Jakkolwiek druga, „czystsza”, grupa źródeł zachowuje swoją jedność przy kolejnych stopniach szczegółowości grupowania, to pierwszy zespół wypływów rozdziela się najpierw na dwie (Bzów i Klucze II oraz Kromolów), by następnie utworzyć trzy samodzielne gałęzie dendrogramu (ryc. 31). Wykorzystując wyniki analizy składowych głównych (ryc. 32) należy stwierdzić, że przyczyna takiego zróżnicowania hydrochemicznego źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie nie wynika głównie z typu hydrologicznego tych źródeł (zmiennosc wydajności), lecz w grę wchodzi jeszcze inne czynniki, wśród których dominuje antropogeniczne przekształcenie wód (por. tab. 5). Przejawia się to brakiem wyraźnego zdeterminowania zmienności właściwości fizycznych i składu chemicznego procesami rozpuszczania skał węglanowych. Składowe główne nie są związane z produktami rozpuszczania tych skał (HCO_3^- , Ca^{2+} , TH) czy też właściwościami sterującymi procesem (pH, t_w). Wśród innych czynników decydujących o powyższym zróżnicowaniu jest również geologia warstwy wodonośnej w pewnej mierze decydująca o składzie jonowym penetrującej ją wody.

Tabela 4

Właściwości fizyczne i chemiczne wód wybranych źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie
na podstawie dziewięciu jednocześnie wykonanych pomiarów w latach 1989—1992

Table 4

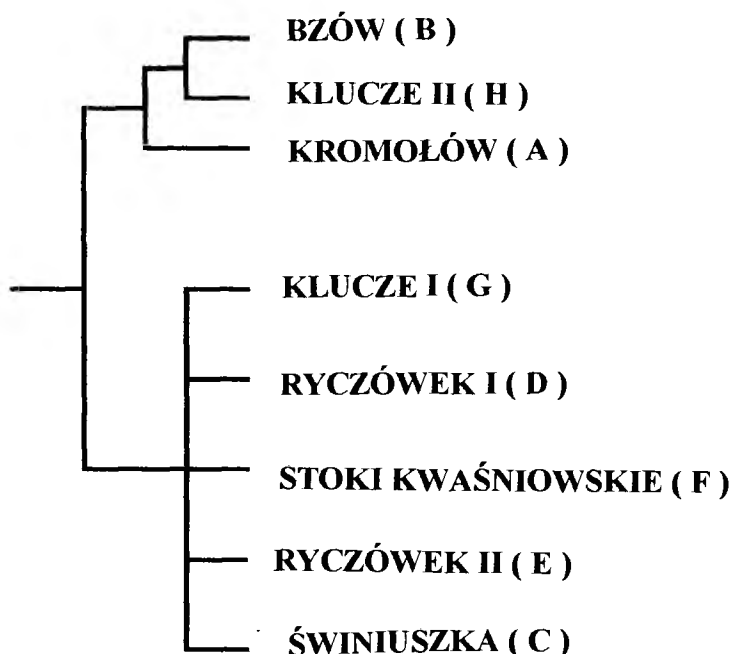
Physical and chemical properties of water from chosen springs of Olkusz—Zawiercie region in
the period of 1989—1992 based on nine simultaneously made measurements

Właściwości (Properties)	A	B	C	D	E	F	G	H
t_w [°C]	9,3	8,7	8,7	9,0	9,3	8,1	8,7	9,1
pH	7,35	7,36	7,72	7,52	7,57	7,60	7,54	7,34
C [mS/m]	81,8	70,5	42,3	43,6	47,4	42,8	47,7	68,2
TH [mv/l]	6,55	6,73	4,07	4,23	4,60	4,22	4,49	6,53
Ca^{2+} [mv/l]	6,14	6,15	3,94	4,15	4,44	4,14	4,42	6,13
Mg^{2+} [mv/l]	0,41	0,57	0,13	0,08	0,16	0,09	0,20	0,39
Na^+ [mv/l]	0,88	0,42	0,20	0,09	0,12	0,10	0,15	0,18
K^+ [mv/l]	0,30	0,26	0,02	0,02	0,04	0,02	0,04	0,06
HCO_3^- [mv/l]	3,88	3,85	2,99	3,19	3,42	3,09	2,85	4,17
SO_4^{2-} [mv/l]	1,14	2,39	0,78	0,66	0,67	0,65	0,93	0,92
Cl^- [mv/l]	1,72	0,52	0,45	0,31	0,37	0,32	0,50	1,29
NO_3^- [mv/l]	0,82	0,45	0,07	0,22	0,29	0,25	0,48	0,42

Objaśnienia: A — Kromolów; B — Bzów; C — Świniuszka; D — Ryczówek I; E — Ryczówek II; F — Stoki Kwaśniowski; G — Klucze I; H — Klucze II.

Explanations: A — Kromolów; B — Bzów; C — Świniuszka; D — Ryczówek I; E — Ryczówek II; F — Stoki Kwaśniowski; G — Klucze I; H — Klucze II.

W układzie dwóch pierwszych składowych głównych (odpowiednio 73,4% i 11,7%) klasyfikacja wszystkich wymienionych wyżej wpływów wygląda podobnie jak w przypadku dendrogramu przedstawionego na ryc. 31 (ryc. 32).



Ryc. 31. Klasyfikacja hydrochemiczna źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie — dendrogram analizy Cluster

Fig. 31. Hydrochemical classification of springs of the Olkusz—Zawiercie region — Cluster analysis dendrogram

Pierwsza składowa decydująca w 73,4% o zmienności składu chemicznego wód badanych źródeł jest w słabym związku z niemal wszystkimi właściwościami fizycznymi i chemicznymi wody z wyjątkiem temperatury. To właśnie temperatura oraz zawartość chlorków (Cl^-) i siarczanów (SO_4^{2-}) w równym stopniu są związane z drugą składową decydującą o 11,7% zmienności składu jonowego.

Dalsze poszukiwanie prawidłowości rządzących zmiennością właściwości fizycznych i chemicznych przeprowadzono na podstawie wskaźników cech organizacji cyrkulacji w zbiorniku krasowym zaproponowanych przez W. B. White'a (White, 1969; Shuster, White, 1971; Ford, Williams, 1989). Współczynnik zmienności (V_s) dla twardości ogólnej wody jest według W. B. White'a miarą organizacji odpływu ze zbiornika krasowego:

$$V_s = \sigma/X \cdot 100 [\%],$$

gdzie:

σ — odchylenie standardowe,
 X — średnia arytmetyczna.

Tabela 5

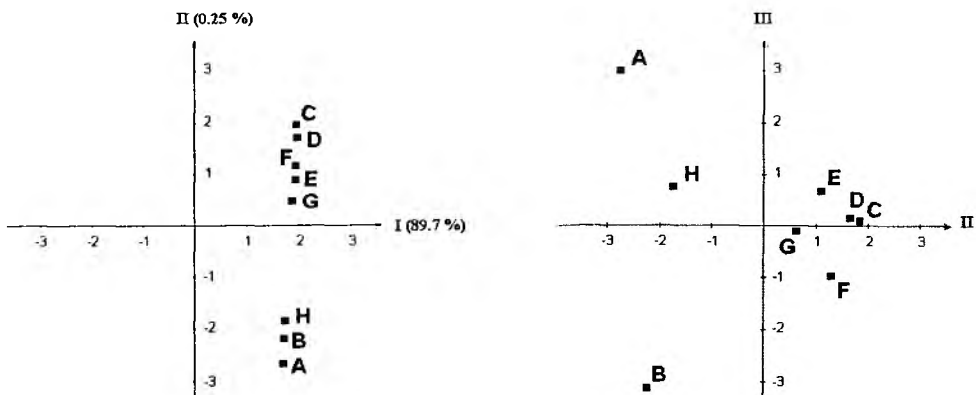
**Cechy reżimu hydrologicznego i hydrochemicznego wybranych źródeł obszaru
Olkusz—Zawiercie**

Table 5

**Characteristic of hydrological and hydrochemical regime of chosen springs
of Olkusz—Zawiercie region**

Źródło (Spring)	R	Amplituda (Amplitude) t_w [°C]	CaCO ₃ (TH) V_4 [%]	CaCO ₃ (HCO ₃) V_4 [%]	Zakres (Range) C [mS/m]
Kromołów	zmienne (variable)	—	2,7	7,7	74,4—88,0
Bzów	bardzo zmienne (very variable)	2,5	10,5	9,6	61,5—76,5
Świniuszka	?	0,7	2,1	4,9	40,0—43,2
Ryczówek I	bardzo zmienne (very variable)	5,6	5,0	4,1	39,0—51,0
Ryczówek II	mało zmienne (low variable)	1,0	5,2	6,1	43,0—56,0
Stoki Kwaśniewskie	mało zmienne (low variable)	3,2	3,5	3,7	34,0—49,0
Klucze I	bardzo zmienne (very variable)	1,8	4,2	5,1	44,5—54,0
Klucze II	stałe (constant)	0,8	5,4	3,7	56,5—77,0

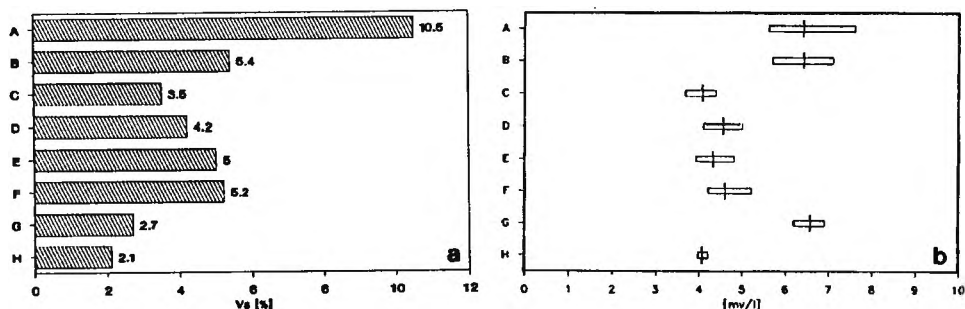
Objaśnienia: R — współczynnik zmienności Maileta.
 Explanations: R — Mailet's variability coefficient.



Ryc. 32. Klasyfikacja hydrochemiczna źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie — w układzie składowych głównych. Oznaczenia literowe jak na ryc. 31

Fig. 32. Hydrochemical classification of springs of the Olkusz—Zawiercie region — principal component analysis. Explanations as on Fig. 31

Zgodnie z poglądami tego autora źródła krasowe odwadniające systemy z rozproszonym przepływem (*diffuse flow*) mają współczynnik zmienności twardości ogólnej mniejszy od 5%. Źródła takie mają też wody o większej twardości ogólnej, wyrażającej wielkość rozpuszczonego CaCO_3 (Shuster, White, 1971). Wartości tego wskaźnika dla systemów kanałowych są dużo wyższe. Natomiast wskaźniki zmienności oscylujące wokół wartości 5% klasyfikują organizację cyrkulacji jako mieszaną rozproszoną, kanałową. Wielkości współczynnika zmienności (V_s) dla, omawianych w tej części pracy, wybranych źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie wskazują na rozproszony lub mieszany system cyrkulacji w zbiorniku jury górnej (tab. 5, ryc. 33).



Ryc. 33. Zmienność twardości ogólnej źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie

a — wartość współczynnika zmienności (V_s), b — zakres zmienności (średnia, min, max); źródła: A — Bzów, B — Klucze II, C — Stoki Kwaśniowskie, D — Klucze I, E — Ryczówek I, F — Ryczówek II, G — Kromków, H — Świnuska

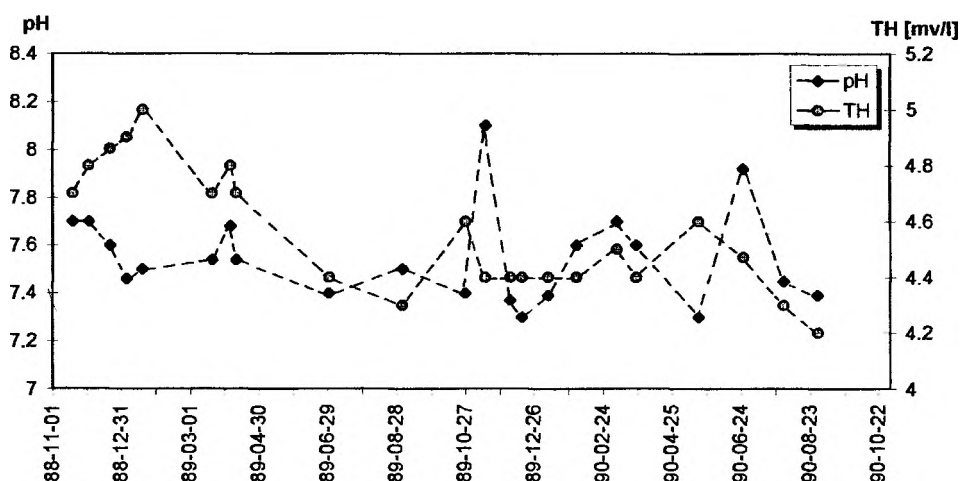
Fig. 33. Variability of total hardness in water in springs of the Olkusz—Zawiercie region

a — variability coefficient (V_s), b — range of variability (mean, max, min), springs: A — Bzów, B — Klucze II, C — Stoki Kwaśniowskie, D — Klucze I, E — Ryczówek I, F — Ryczówek II, G — Kromków, H — Świnuska

Jedynie źródło w Bzowie można według tego kryterium zaklasyfikować jako odwadniające system krasowy, kanałowy ($V_s = 10,4\%$). W przeciwieństwie do samej analizy zmienności wydajności źródeł przedstawionej powyżej współczynniki zmienności (V_s) w ujęciu W. B. White'a odpowiadają ogólnej tendencji warunków hydrogeologicznych w zbiorniku jury górnej. Charakteryzuje je bowiem bardzo rozproszony system drenażu przejawiający się występowaniem stref mało wydajnych wpływów dających w sumie około 50—100 l/s. Jest to sytuacja przeciwna do tej, którą spotykamy w obszarach o dobrze wykształconych przepływach kanałowych, typowych dla krasu węglanowego, w których charakterystyczne są pojedyncze źródła o dużej wydajności i jednocześnie dużej zmienności. Analizując wielkość tego współczynnika zmienności należy pamiętać, że dokładność pomiaru twardości ogólnej metodą miareczkową wynosi około 2% (Krawczyk, 1992). Obok twardości ogólnej do analizy funkcjonowania i organizacji cyrkulacji wód podziemnych w krasie często wykorzystuje się współczynniki zmienności mineralizacji ogólnej wody

(Bakalowicz, 1979; White, 1988; Ford, Williams, 1989). Dla obszaru Olkusz—Zawiercie zmienność ta mieści się w granicach 2,4—7,7%, co przy dokładności pomiaru przewodności właściwej z użyciem konduktometru, wynoszącej około 10%, uniemożliwia odpowiednią interpretację wyników. Wskazuje jedynie, że współczynnik zmienności mineralizacji wody źródeł omawianego obszaru we wszystkich przypadkach jest mały. Dodatkowo wpływ antropogenicznych procesów na wielkość mineralizacji wody utrudnia interpretację przyczyn tego zjawiska.

Przedstawione wyniki nie odzwierciedlają w pełni reżimu omawianych źródeł, który charakteryzuje się zmiennością wydajności i amplitudy temperatury wody (tab. 5). Wynika to głównie z faktu nakładania się na naturalną zmienność twardości ogólnej, jako wskaźnika wielkości rozpuszczonej skały (węglanów wapnia i magnezu), wspomnianej już „sztucznej” zmienności wywołanej zaburzeniem wielkości twardości poprzez obecność w roztworze również innych soli wapnia i magnezu pochodzących bezpośrednio z zanieczyszczeń lub pośrednio także z dodatkowego rozpuszczania skał. Dlatego na naturalny reżim zmian twardości w ciągu cyklu hydrologicznego nakłada się antropogeniczny reżim dostarczania zanieczyszczeń do zbiornika wód podziemnych. Bardzo dużą rolę odgrywają w tym procesie przemiany wód zasilających zbiornik w czasie roztopów. Na ryc. 34 przedstawiono zmiany wartości twardości ogólnej (*TH*) na tle zmian pH dla Ryczówka. Na podstawie wykresu widać dwa różne typy zależności pH—*TH*: (1) wartości pH i *TH* rosną lub opadają jednocześnie; (2) przy spadku pH rośnie wartość *TH*.

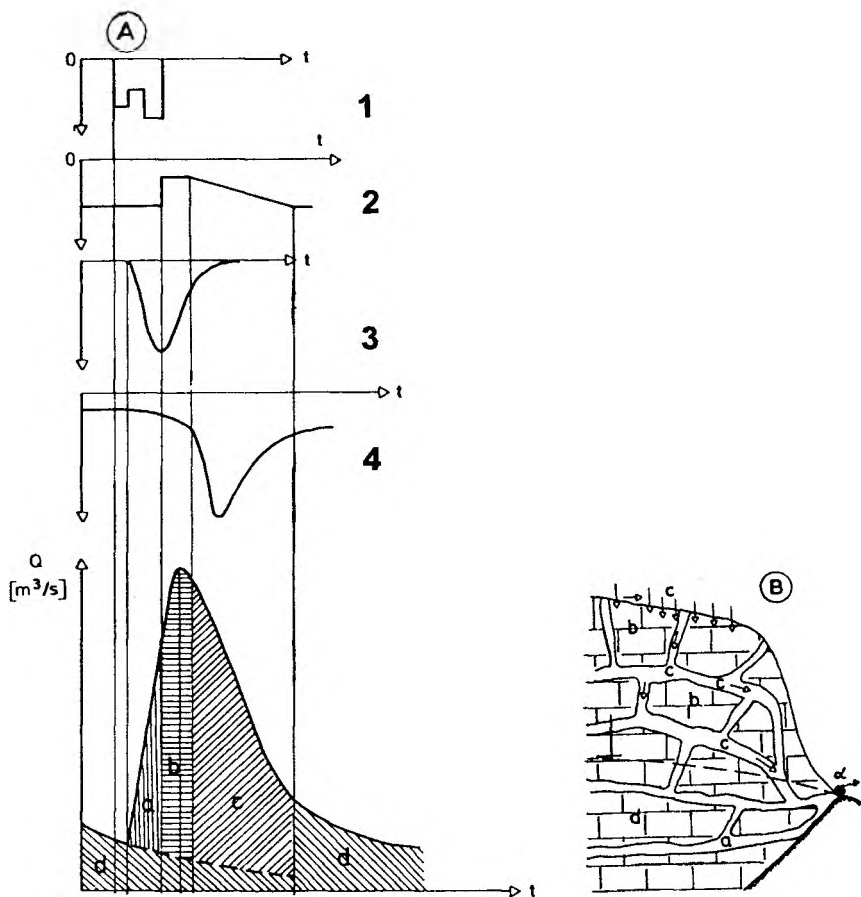


Ryc. 34. Przebieg zmienności pH i twardości ogólnej (*TH*) w wodach źródła w Ryczówku II, w latach 1989—1990

Fig. 34. Variability of pH and total hardness (*TH*) in water in Ryczówek II spring in the period of 1989—1990

Pierwszy typ jest charakterystyczny dla środowiska wód podziemnych w skałach węglanowych. Odczyn wody odzwierciedla stopień nasycenia rozpuszczonymi węglanami: wzrost zawartości CaCO_3 ma swoje odzwierciedlenie w bardziej zasadowym środowisku wody i odwrotnie. Drugi typ wzajemnej zależności pH-TH wskazuje, że w cyklu hydrologicznym są sytuacje, w których obniżaniu się wartości odczynu wody towarzyszy wzrost twardości ogólnej. Najprawdopodobniej jest to efekt wzrostu ilości zanieczyszczeń w wodach podziemnych i zawartości soli wapnia pochodzących spoza układu $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$. Z opisanym zjawiskiem mamy do czynienia w czasie odpływu wód z zasilania roztopowego (również w czasie odwilży w zimie). Jest ono jednocześnie elementem przedstawionego w dalszej części tzw. efektu roztopowego w antropogenizacji środowiska wód podziemnych w krasie węglanowym.

W obszarach krasowych pozbawionych wpływu antropopresji wraz ze wzrostem wydajności pojawiają się niższe wartości TH i mineralizacji. Znany jest w międzynarodowej literaturze krasowej model chemogramu źródła, zgodnie z którym wody w czasie wezbrania pochodzą z różnych części zbiornika i ich pojawianie się w wypływie niesie za sobą zmiany właściwości fizycznych (głównie temperatury, przewodności właściwej, obecności zawiesiny czy mikroorganizmów) oraz chemicznych (m.in. twardości ogólnej, zawartości wapnia czy wodorowęglanów) (Bonacci, 1987; Ford, Williams, 1989; Tyc, 1992) (ryc. 35). Zgodnie z założeniami tego modelu maksymalna wydajność w czasie wezbrania jest efektem pojawienia się w źródle wód pochodzących ze strefy epikrasu i kanałów krasowych strefy wadycznej, towarzyszy jej też minimalna wartość twardości ogólnej i zawartości wapnia. Później w trakcie recesji wskaźniki te powoli rosną aż do momentu uzyskania pierwotnej wartości. Jest to jednocześnie moment, gdy w źródle zaczynają się pojawiać wody odpływu podstawowego strefy freaticznej. W przypadku krasu olkusko-zawierciańskiego chemogramy źródeł są bardziej skomplikowane. Maksimum wydajności przypada na okres roztopów, kiedy to obserwuje się podwyższenie wartości przewodności właściwej, twardości ogólnej, oraz zawartości większości jonów głównie pochodzących z zanieczyszczeń. W okresie prowadzonych badań typowe roztopy wystąpiły tylko raz, co wynika z ogólnie suchych i małośnieżnych lat hydrologicznych 1989 i 1990 (por. ryc. 17—20). Bardziej szczegółowe pomiary dla okresu roztopowego przeprowadzono jedynie w 1991 roku w trzech źródłach: w Ryczówku II (źródło o małej zmienności), w Kluczach I (źródło bardzo zmienne) oraz w Kluczach II (źródło stałe) (ryc. 36). Z chemogramu okresu roztopowego z 1991 roku można wnioskować, iż dotychczasowy pogląd o zmianach mineralizacji oraz zawartości rozpuszczonych soli wapnia i magnezu w czasie wydajności wezbraniowych należałoby zmodyfikować. Mianowicie, pogląd ten może być słuszny jedynie w przypadku zasilania źródeł wodami pochodzącymi z letnich



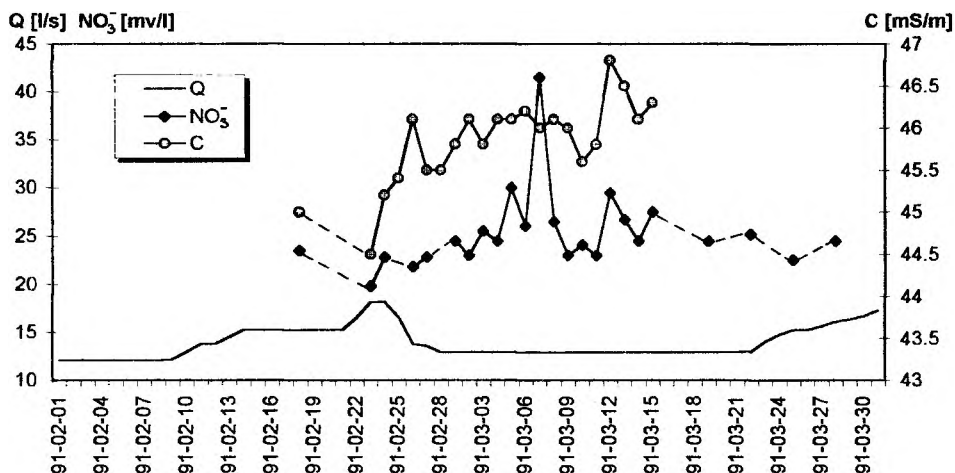
Ryc. 35. Chemogram źródła (A) i schemat masywu krasowego (B) ilustrujące pochodzenie wód wypływających w źródle w czasie wezbrania w warunkach naturalnych bez udziału roztopów wiosennych (wg: O. Bonacci, 1987)

1 — opad [mm], 2 — twardość ogólna [mg/l], 3 — koncentracja mikroorganizmów, 4 — koncentracja zawiesiny [mg/l], a — woda zmagazynowana w kanałach strefy freatycznej, b — woda zmagazynowana w strefie epikrasowej i wadycznej transportowana do źródła turbulentnie kanałami krasowymi, c — wody powierzchniowe wnikaające i transportowane kanałami krasowymi, d — wody w porach strefy freatycznej

Fig. 35. Spring chemograph (A) and schema of karst massif (B) showing the origin of water discharging in spring during flood event in natural conditions without influence of thaw (after O. Bonacci, 1987)

1 — rainfall [mm], 2 — total hardness [mg/l], 3 — microorganisms concentration, 4 — turbidity [mg/l], a — displaced phreatic conduit water, b — displaced phreatic and epikarstic water transmitted by karst conduit, c — floodwater from surface, d — baseflow from phreatic storage

opadów deszczu, kiedy wody opadowe stosunkowo szybko przedostają się do zbiornika krasowego. Natomiast nie mógłby on dotyczyć mineralizacji i składu chemicznego wód w źródłach pochodzących z roztopów lub zasilania roztopowo-deszczowego, co często ma miejsce w okresie wiosennym.



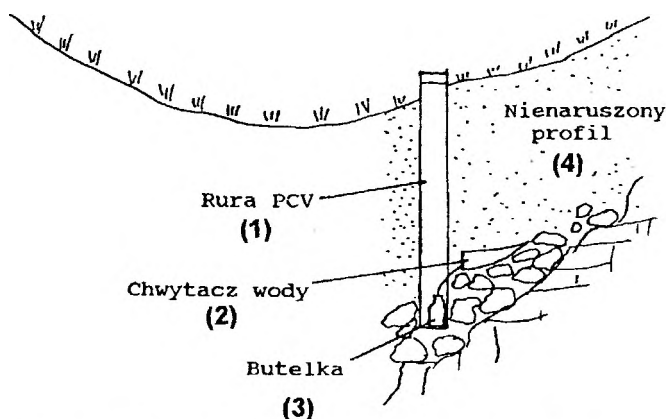
Ryc. 36. Chemogram źródła w Ryczówku II w czasie wezbrania roztopowego wiosną 1991 roku. Zmiany wybranych właściwości wód źródła

Q — wydajność, C — przewodność właściwa wody, NO_3^- — zawartość azotanów

Fig. 36. Spring chemograph of the Ryczówek II during thaw flushing in the period of spring of 1991

Q — discharge, C — water conductivity, NO_3^- — nitrates

Można to wytłumaczyć, analizując szczegółowo związek hydrogramu odpływu ze strefami masywu wapiennego odwadnianymi w poszczególnych fazach wezbrania (ryc. 35). W czasie roztopów, kiedy wezbranie źródła jest poprzedzone długim kontaktem wody pochodzącej z topniejącego śniegu z podłożem, mamy sytuację, w której wzrost mineralizacji wody i wielkości twardości ogólnej jest związany z dopływem do źródła wód pochodzących ze strefy epikrasowej oraz górnej części strefy wadycznej (odwrotnie niż w ogólnie znanym, wspomnianym modelu chemogramu). We wczesnej fazie roztopów (również w czasie zimowych odwilży) woda migrująca w strefie epikrasu ma specyficzne właściwości chemiczne decydujące o późniejszym „efekcie roztopowym” w wodach odpływających w źródle. Obrazują to wyniki analiz wody zbieranej na kontakcie pokrywy glebowej z rumoszem skalnym na Księżej Górze w Ryczówku (456,2 m n.p.m.) oraz w strefie zasilania źródeł w Ryczówku I i II (źródło I w tym okresie było wyschnięte) (ryc. 37). Próba wody zebrana bezpośrednio po słabo zaznaczającym się okresie zimowym (niewielka pokrywa śnieżna) w lutym 1990 roku wyraźnie odbiega właściwościami i składem chemicznym od wód przesiąkających przez glebę i występujących w strefie epikrasu na wiosnę. Cechą charakterystyczną jest tu bardzo wysoki poziom zawartości wapnia (5,5 mv/l), twardości ogólnej (5,9 mv/l) oraz mineralizacji wody ($C = 69,1$ mS/m) (tab. 6, ryc. 38). Wartości te przekraczają znacznie wartości maksymalne uzyskane w ciągu całego okresu badań w źródłach w Ryczówku.



Ryc. 37. Schemat instalacji do poboru prób wody na kontakcie skały z glebą na Księżej Górze w strefie zasilania źródeł w Ryczówku

Fig. 37. Schema of instalation for taking water samples from soil base in recharge zone of Ryczówek springs

1 — PCV tube, 2 — water sampler, 3 — water container, 4 — intact soil profile

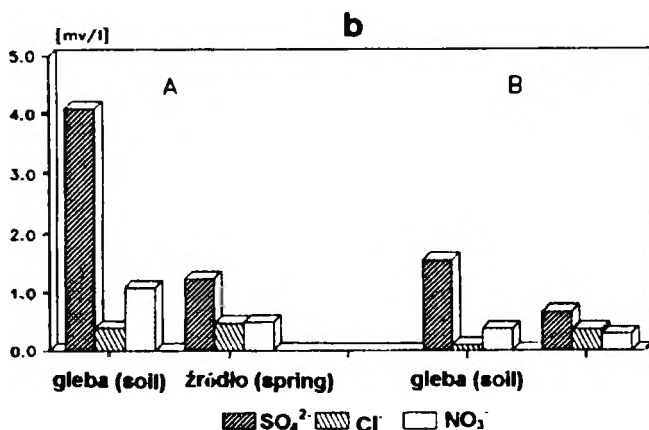
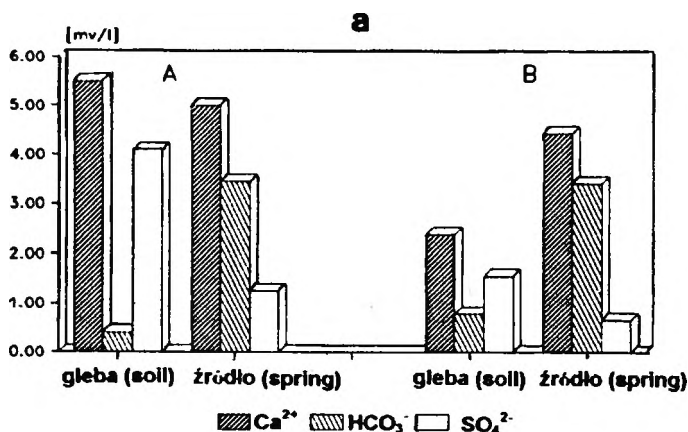
Tabela 6

Właściwości chemiczne wód różnych faz obiegu w strefie zasilania źródła w Ryczówku II w czasie roztopów i innych sezonów

Table 6

Chemical properties of water in different phases of water circulation in the recharge zone of the spring Ryczówek II during thawing and other seasons

Faza obiegu (Phase of circulation)		C [μS/cm]	TH [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	NO ₃ ⁻ [mg/l]
Śnieg (Snow)		53	0,40	0,40	0,00	0,28	0,23	0,07	0,05
Deszcz (Rain water)		60	0,42	0,34	0,08	0,05	0,21	0,10	0,09
Woda infiltrująca w profilu glebowym (Water infiltrating in soil profile)	roztopy (thawing period)	691	5,90	5,50	0,40	0,40	4,10	0,40	1,10
	pozostałe sezony (other seasons)	310	2,70	2,40	0,30	0,79	1,57	0,10	0,38
Źródło (Spring)	roztopy (thawing period)	508	5,40	5,00	0,40	3,45	1,26	0,48	0,50
	pozostałe sezony (other seasons)	474	4,60	4,44	0,16	3,42	0,67	0,37	0,29



Ryc. 38. Zróznicowanie zawartości jonów w wodach występujących na kontakcie skała—gleba i wypływających w źródle Ryczówek II w czasie roztopów (A) i w pozostałej części roku hydrologicznego (B)

a — zawartość wapnia (Ca^{2+}), wodorowęglanów (HCO_3^-) i siarczanów (SO_4^{2-});
b — zawartość siarczanów (SO_4^{2-}), chlorków (Cl^-) i azotanów (NO_3^-)

Fig. 38. Differences of ion content in water from soil base and from Ryczówek II spring during thaw flushing (A) and in other seasons (B)

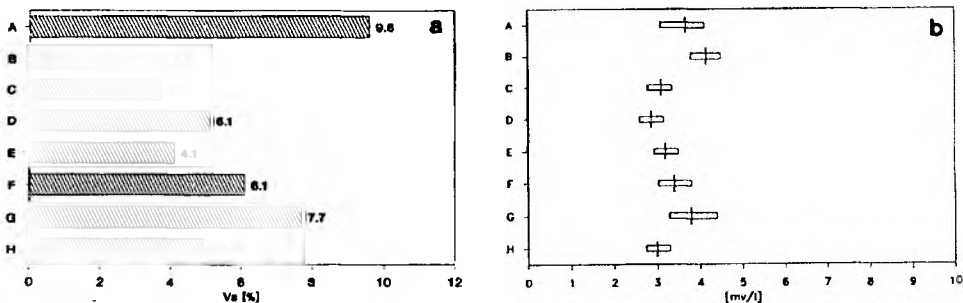
a — calcium concentration (Ca^{2+}), bicarbonates (HCO_3^-) and sulphates (SO_4^{2-});
b — concentration of sulphates (SO_4^{2-}), chlorides (Cl^-) and nitrates (NO_3^-)

Odbiło się to przy małej zawartości wodorowęglanów ($0,4 \text{ mv/l}$), a bardzo wysokiej zawartości pozostałych anionów (SO_4^{2-} — $4,1 \text{ mv/l}$; NO_3^- — $1,1 \text{ mv/l}$) przekraczających znacznie wielkości obserwowane w wodach podziemnych jury górnej w pozostałych okresach przed i po roztopach. Można stąd wnioskować, że zawartość wapnia i twardość ogólna wód strefy epikrasowej

w tym czasie jest związana bardziej z siarczanami i azotanami niż z CaCO_3 pochodzącym z rozpuszczania skały. Wynika stąd, że woda źródłana w maksimum wezbrania roztopowego zawiera głównie sole wapnia i magnezu (prawdopodobnie siarczany i azotany) pochodzące z procesów odbywających się w glebie i strefie epikrasowej, a nie będące efektem rozpuszczania. (Problem genezy tych soli będzie przedmiotem osobnej dyskusji w dalszej części pracy). Z powyższej analizy można wnosić, że naturalny reżim hydrochemiczny wód podziemnych w krasie olkusko-zawierciańskim jest w okresie zasilania roztopowego i roztopowo-deszczowego pod wpływem procesów antropogenicznych w strefie epikrasowej i glebie (wspomniany „efekt roztopowy”). Efekt ten jest uwidoczniiony w chemogramie okresu roztopowego z 1991 roku (ryc. 36) oraz można go upatrywać w podwyższonych wartościach niektórych elementów chemicznych wód większości badanych źródeł w trzeciej dekadzie grudnia 1988 roku po gwałtownej odwilży, jaka miała miejsce w tym miesiącu (ryc. 17, 19).

Przypuszczenia dotyczące zaburzenia naturalnego rytmu zjawisk hydrochemicznych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej w okresie roztopów wysuwała już M. Markowicz-Łohinowicz (1968). Jednak z uwagi na brak w tym czasie badań składu jonowego wód podziemnych w różnych sezonach oraz w różnych fazach obiegu wody były one oparte jedynie na pomiarach pilotowych w źródłach jurajskich. Wspomniana autorka, a za nią H. Czarnecka (1975), prezentują ponadto pogląd, że woda pochodząca z zasilania roztopowego jest chłodna, dzięki czemu zawiera więcej rozpuszczonych gazów, a zwłaszcza CO_2 . Dlatego należy przypuszczać, że jest bardziej agresywna niż „czystsza” i cieplejsza woda letnich opadów deszczowych. Z tym zjawiskiem obie wspomniane autorki wiążą zwiększenie się zawartości wapnia i twardości ogólnej w wodach źródeł Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej w czasie wysokich wydajności wiosenno-letnich (Markowicz-Łohinowicz, 1968; Czarnecka, 1975). Jednak z uwagi na niewielkie amplitudy temperatur wód podziemnych omawianego obszaru (por. tab. 5) oraz znaczne zanieczyszczenie tych wód, nie analizowane w latach sześćdziesiątych, rola naturalnego czynnika modyfikacji reżimu hydrochemicznego, jakim jest CO_2 , nie może być duża w stosunku do roli zanieczyszczeń antropogenicznych i procesów zachodzących w strefie epikrasu.

Dla pełniejszego obrazu reżimu hydrochemicznego omawianych źródeł na ryc. 39—42 przedstawiono współczynniki zmienności w ujęciu W. B. White'a dla pozostałych elementów składu chemicznego wód krasu olkusko-zawierciańskiego. Interpretację tej zmienności wykorzystano również w dyskusji genezy składu chemicznego wód podziemnych serii węglanowej jury górnej. Z analizy fluktuacji składu jonowego wód źródeł wynika, że elementy związane z procesami rozpuszczania skały mają niewielką zmienność w całym okresie badań (1988—1992) we wszystkich źródłach ($V_s < 10\%$ dla TH , HCO_3^-).

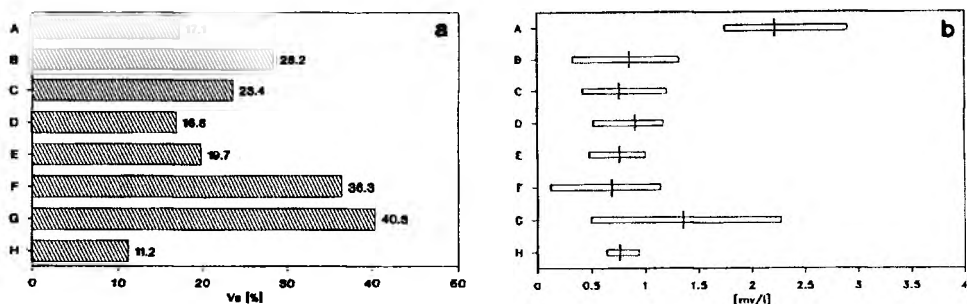


Ryc. 39. Zmienność zawartości wodorowęglanów w wodach źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie

a — wartość współczynnika zmienności (V_s); b — zakres zmienności (średnia, min, max); źródła: A — Bzów, B — Klucze II, C — Stoki Kwaśniewskie, D — Klucze I, E — Ryczówek I, F — Ryczówek II, G — Kromolów, H — Świnuska

Fig. 39. Bicarbonates concentration variability in water in springs of the Olkusz—Zawiercie region

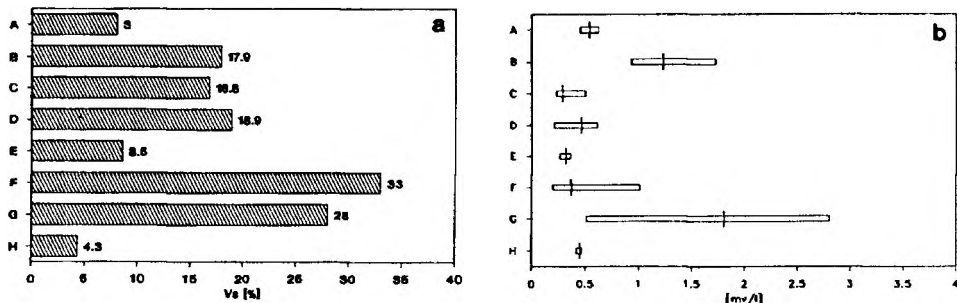
a — variability coefficient (V_s); b — range of variability (mean, max., min), springs: A — Bzów, B — Klucze II, C — Stoki Kwaśniewskie, D — Klucze I, E — Ryczówek I, F — Ryczówek II, G — Kromolów, H — Świnuska



Ryc. 40. Zmienność zawartości siarczanów w wodach źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie

a — wartość współczynnika zmienności (V_s); b — zakres zmienności (średnia, min, max); źródła jak na ryc. 39

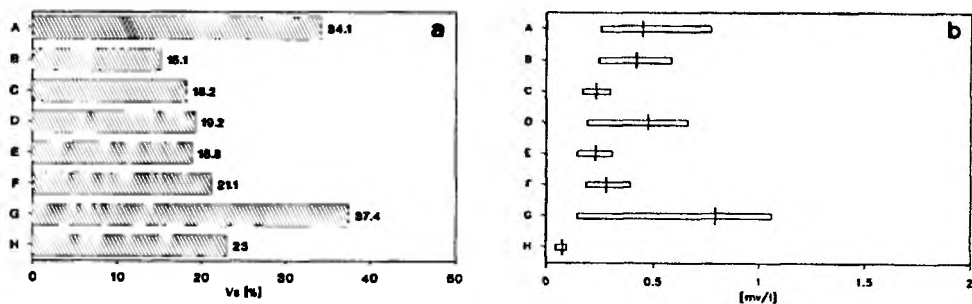
Fig. 40. Sulphates concentration variability in water in springs of the Olkusz—Zawiercie region. Explanations as on Fig. 39



Ryc. 41. Zmienność zawartości chlorków w wodach źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie

a — wartość współczynnika zmienności (V_s); b — zakres zmienności (średnia, min, max); źródła jak na ryc. 39

Fig. 41. Chlorides concentration variability in water in springs of the Olkusz—Zawiercie region. Explanations as on Fig. 39



Ryc. 42. Zmienność zawartości azotanów w wodach źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie

a — wartość współczynnika zmienności (V_s); b — zakres zmienności (średnia, min, max); źródła jak na ryc. 39

Fig. 42. Nitrates content variability in water in springs of the Olkusz—Zawiercie region.

Explanations as on Fig. 39

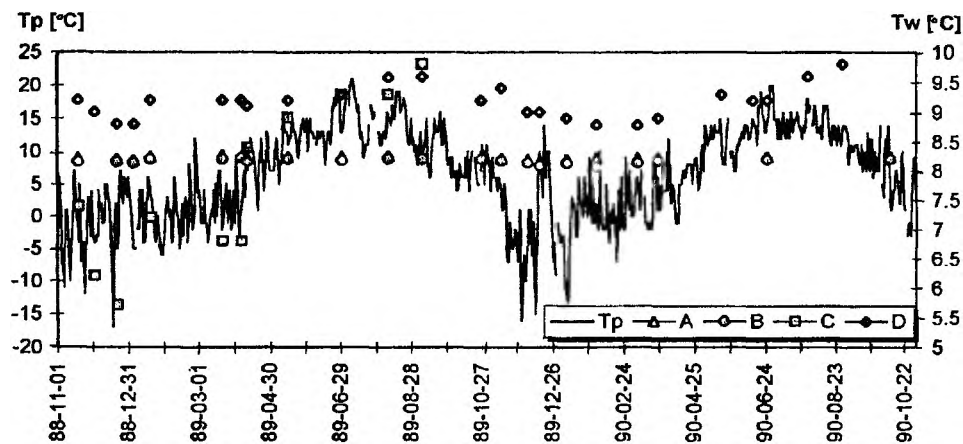
Natomiast te jony, które są związane całkowicie lub częściowo z zanieczyszczeniami antropogenicznymi (różnej genezy), mają dużą zmienność wyrażoną wysokimi wartościami współczynnika V_s ($>20\%$). Dowodzi to dobitnie, iż reżim hydrochemiczny omawianego zbiornika w strefach drenowanych przez badane źródła jest silnie modyfikowany czynnikami związanymi z antropopresją, co zaburza właściwy obraz funkcjonowania i organizacji przepływów w zbiorniku.

Sezonowa zmienność właściwości fizycznych i chemicznych wód źródeł w Ryczówku i w Kluczach

Czasowa zmienność właściwości fizycznych i chemicznych wód podziemnych dostarcza dodatkowych informacji dotyczących organizacji cyrkulacji krasowej, głównie warunków zasilania i drenażu zbiornika. Dla zbiornika jury górnej obszaru Olkusz—Zawiercie analizę takiej zmienności przeprowadzono, opierając się na wynikach sezonowych pomiarów hydrochemicznych źródeł w Ryczówku (I i II) oraz w Kluczach (I i II). Pomiary zostały wykonane w różnych sezonach hydrologicznych i obejmowały lata 1989 i 1990. W interpretacji uwzględniono warunki hydrometeorologiczne oraz sezonowość zjawisk hydrologicznych w wymienionym okresie (zob. ryc. 24). Wybrane źródła reprezentują różne cechy reżimu hydrologicznego: od źródeł bardzo zmiennej, przelewowych (Ryczówek I, Klucze I), aż po źródło stałe w Kluczach (II) (źródło podpiływowe).

Roczny rytm zmian temperatury wody jest dostosowany do sezonowego rytmu wahań temperatury powietrza. W przebiegu tym możemy za-

uważyć związek z porami termicznymi w ujęciu W. Wiszniewskiego i W. Chełchowskiego (1975) (ryc. 43; por. też ryc. 23). Najniższe temperatury wód źródłanych występują zimą i na przedwiośniu, a maksymalne późnym latem i jesienią. Wykres przebiegu zmian termiki wody źródeł w Ryczówku i Kluczach wskazuje ponadto na różnice w zmienności tej cechy pomiędzy źródłami. Różnice dotyczą zarówno czasowego rozkładu temperatur, jak i — przede wszystkim — amplitudy wahań. Jak to już zostało wcześniej podkreślone, roczne i wieloletnie amplitudy tych wahań są dobrym wskaźnikiem reżimu źródła, ale przede wszystkim informują nas o głębokości krążenia i szybkości wymiany wód, a co za tym idzie sposobu organizacji odpływu. Ryc. 43 oraz tab. 5 pokazują, jak zróżnicowane są reżimy, położonych nawet w bliskim sąsiedztwie, źródeł odwadniających zbiornik jury górnej. Wynika to — jak się wydaje — z faktu komplementarności źródeł typu podpływowego i przelewowego w ujęciu S. R. H. Worthingtona (1991).



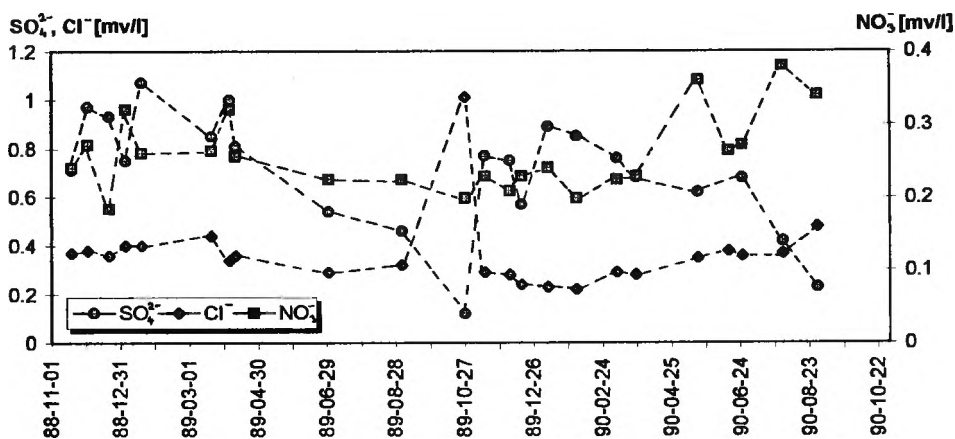
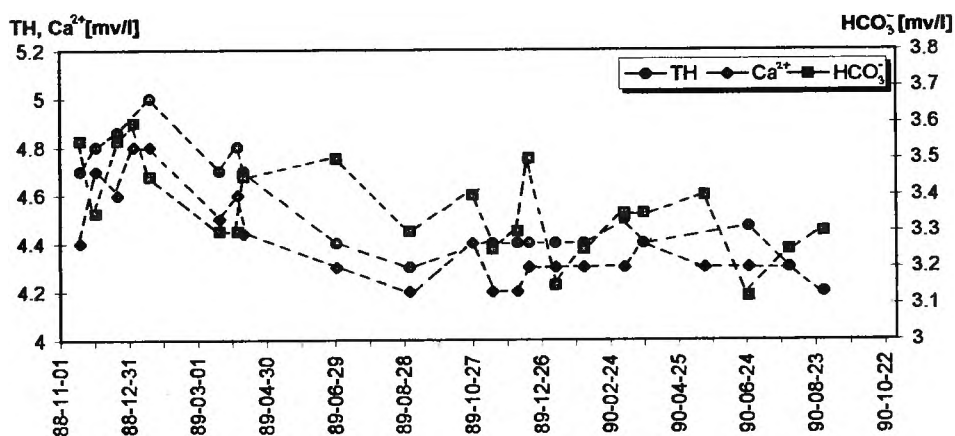
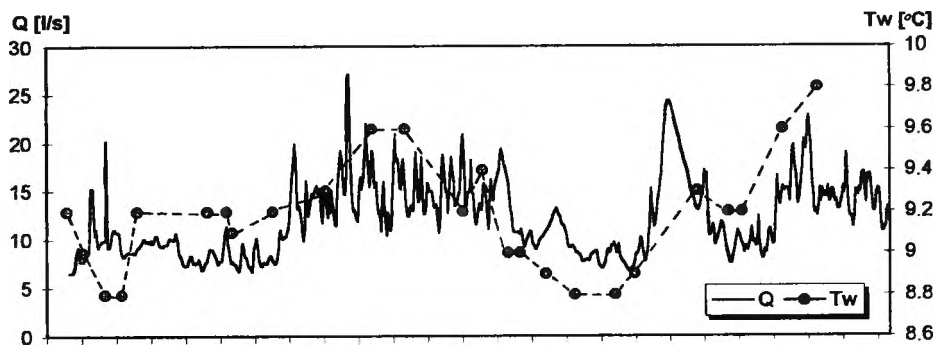
Ryc. 43. Sezonowa zmienność temperatury wód w źródłach na tle termiki powietrza w latach 1989—1990

T_p — średnia dobową temperaturę powietrza w Krakowie; źródła: A — Klucze II, B — Klucze I, C — Ryczówek I, D — Ryczówek II

Fig. 43. Seasonal variability of temperature of spring water in relation to variation of air temperature in the period of 1989—1990

T_p — mean daily air temperature in Cracow, springs: A — Klucze II, B — Klucze I, C — Ryczówek I, D — Ryczówek II

Roczny przebieg koncentracji materiału rozpuszczonego, wyrażonej przewodnością właściwą wody, ukazuje związek z rocznym rytmem zjawisk hydrologicznych (ryc. 44). Roczny cykl zmian tej koncentracji jest dobrze widoczny szczególnie dla roku hydrologicznego 1989. Minimalne wartości przewodności właściwej przypadają na okres maksymalnych wydajności



źródeł w maju i w czerwcu (maksimum deszczowe) (por. ryc. 17). Jednocześnie występują dwa okresy maksymalnych wartości przewodności właściwej (ryc. 44) — pierwsze, wyższe maksimum na przełomie grudnia i stycznia, oraz drugie w końcu lata (sierpień, wrzesień). Szczególnie interesujący jest okres pierwszego wzrostu koncentracji substancji rozpuszczonych w wodach wszystkich trzech prezentowanych źródeł (źródło w Ryczówku I wyszło w końcu lata 1989 roku). Wzrost ten bowiem można wiązać ze wspomnianym wyżej tzw. efektem roztopowym w przebiegu procesów hydrochemicznych w zbiorniku jury górnej. W 1989 roku sezon zimowy charakteryzował się brakiem zwartej pokrywy śnieżnej oraz kilkoma odwilżami zimowymi w grudniu, co odbiło się wyraźnym wzrostem wydajności źródeł w tym czasie (ryc. 17).

W 1990 roku roczny cykl zmian przewodności właściwej nie jest tak dobrze widoczny (ryc. 44). Zaznaczają się bardziej krótkookresowe wahania niż sezonowe zmiany tej właściwości. Porównanie przebiegu zmian przewodności w źródłach: Ryczówek i Klucze z sezonowością zjawisk hydrologicznych (przedstawionych na ryc. 26) tłumaczy brak cyklu rocznego w 1990 roku. W stosunku do normalnej sezonowości wyrażonej wykresem indeksu sezonowego Gregory'ego i Wallinga wykres dla tego roku jest silnie zaburzony (nietypowy rozkład opadów, temperatury i pokrywy śnieżnej — por. ryc. 18, 20). Wnioskować można, że brak rocznego cyklu zmian przewodności właściwej w roku hydrologicznym 1990 wynika głównie z nietypowej sytuacji hydrometeorologicznej.

Na ryc. 44 pokazano czasową zmienność składu jonowego wód źródeł w Ryczówku (II) i Kluczach (I i II). Ponieważ dla źródła w Ryczówku II przeprowadzono rejestrację wydajności oraz bardziej szczegółowe badania hydrochemiczne, możliwa była dokładniejsza analiza zmienności. Zmienność sezonowa poszczególnych jonów w latach hydrologicznych 1989—1990 jest uzupełnieniem obrazu reżimu hydrochemicznego w zbiorniku jury górnej przeanalizowanego wyżej na podstawie współczynnika zmienności (V_j) oraz wykresów zakresu zmienności (max., min, śr.) dla tych jonów (ryc. 39—42).

Główny element składu jonowego wód w zbiorniku jury górnej stanowią jony związane z rozpuszczaniem skał budujących zbiornik, czyli wapń i wodorowęglany. Jednocześnie można stwierdzić, że jony te charakteryzują się

Ryc. 44. Sezonowa zmienność właściwości fizycznych i chemicznych wód źródła w Ryczówku II w latach 1989—1990

Q — średnia dobowa wydajność źródła, T_w — temperatura wody, TH — twardość ogólna, Ca^{2+} — wapń; HCO_3^- — wodorowęglany; SO_4^{2-} — siarczany; Cl^- — chlorki; NO_3^- — azotany

Fig. 44. Seasonal variability of physical and chemical properties in spring water in Ryczówek II in the period of 1989—1990

Q — mean daily discharge, T_w — water temperature, TH — total hardness, Ca^{2+} — calcium, HCO_3^- — bicarbonates, SO_4^{2-} — sulphates, Cl^- — chlorides, NO_3^- — nitrates

Macierz korelacji dla właściwości fizycznych i chemicznych (Q) oraz indeksu sezonowego (S'_N) w źródle w Ryczówku II

Table 7

Correlation matrix of physical and chemical properties, discharge (Q) and seasonal index (SI_N) for spring Ryczówek II[illegible]

małą zmiennością czasową w latach 1989—1990. Większą zmiennością odznaczają się jony bezpośrednio powiązane z zanieczyszczeniami antropogenicznymi. Są to siarczany, chlorki i azotany. Na podstawie przeprowadzonego rachunku korelacyjnego dla właściwości fizycznych i chemicznych wód źródła w Ryczówku II można wnioskować, że obok temperatury wody jedynie zawartość wapnia i siarczanów wykazuje wyraźny związek z sezonowością zjawisk hydrologicznych (SI_N) (tab. 7; ryc. 43, 44). Jednocześnie pomiędzy indeksem sezonowym a twardością wody i zawartością azotanów występuje średnia korelacja (odpowiednio 0,485 i 0,417). Analiza wykresów obrazujących przebieg zmian składu jonowego pozwala zauważyć, że większą zmienność zawartości poszczególnych jonów wykazują wody źródła w Kluczach (II) niż źródła w Ryczówku (II) czy nawet w Kluczach (I). Jest to zjawisko sprzeczne z przedstawionymi wcześniej prawidłowościami dotyczącymi zmienności wydajności źródeł. Przypomnijmy, że źródło w Kluczach (II) jest źródłem stałym, w Ryczówku (II) mało zmiennym, a w Kluczach (I) bardzo zmiennym. Wynika stąd, że obok procesów hydrochemicznych związanych z rozpuszczaniem skał podłoża istotną rolę w przebiegu zmian składu jonowego wód źródła w Kluczach (II) odgrywa jeszcze inny czynnik. Z obserwacji terenowych można wnioskować, że czynnikiem tym jest antropogeniczne zanieczyszczenie wód. Najprawdopodobniej odbywa się ono nie tyle w całej strefie zasilania źródła, co bezpośrednio w strefie wypływu (wypływ jest usytuowany w centralnej części Kluczy, gdzie znajduje się strefa intensywnej zabudowy pozbawiona kanalizacji). Jednocześnie w składzie jonowym ważną rolę odgrywają chlorki i azotany związane z zanieczyszczeniami.

Antropogeniczne przekształcenia obiegu wody w krasie olkusko-zawierciańskim

Kras olkusko-zawierciański znajdujący się w bezpośrednim sąsiedztwie wielkiego regionu przemysłowego oraz obejmujący swym zasięgiem największy w Europie Środkowej obszar górnictwa rud cynku i ołowiu jest miejscem wielopłaszczyznowego oddziaływania człowieka na środowisko. Jednymi z najbardziej drastycznych przekształceń tego środowiska są zmiany obiegu wody w zbiornikach krasowych, pociągając za sobą cały łańcuch przekształceń różnych elementów środowiska przyrodniczego oraz powodując nasilanie się procesów morfologicznych, w tym również — niewidocznych gołym okiem — zmian w intensywności procesów denudacyjnych. Przeobrażenia obiegu wody obszaru Olkusz—Zawiercie dotyczą zarówno zmian w funkcjonowaniu i organizacji cyrkulacji w zbiornikach wód podziemnych serii węglanowej triasu i jury górnej, jak i przekształceń składu chemicznego tych wód.

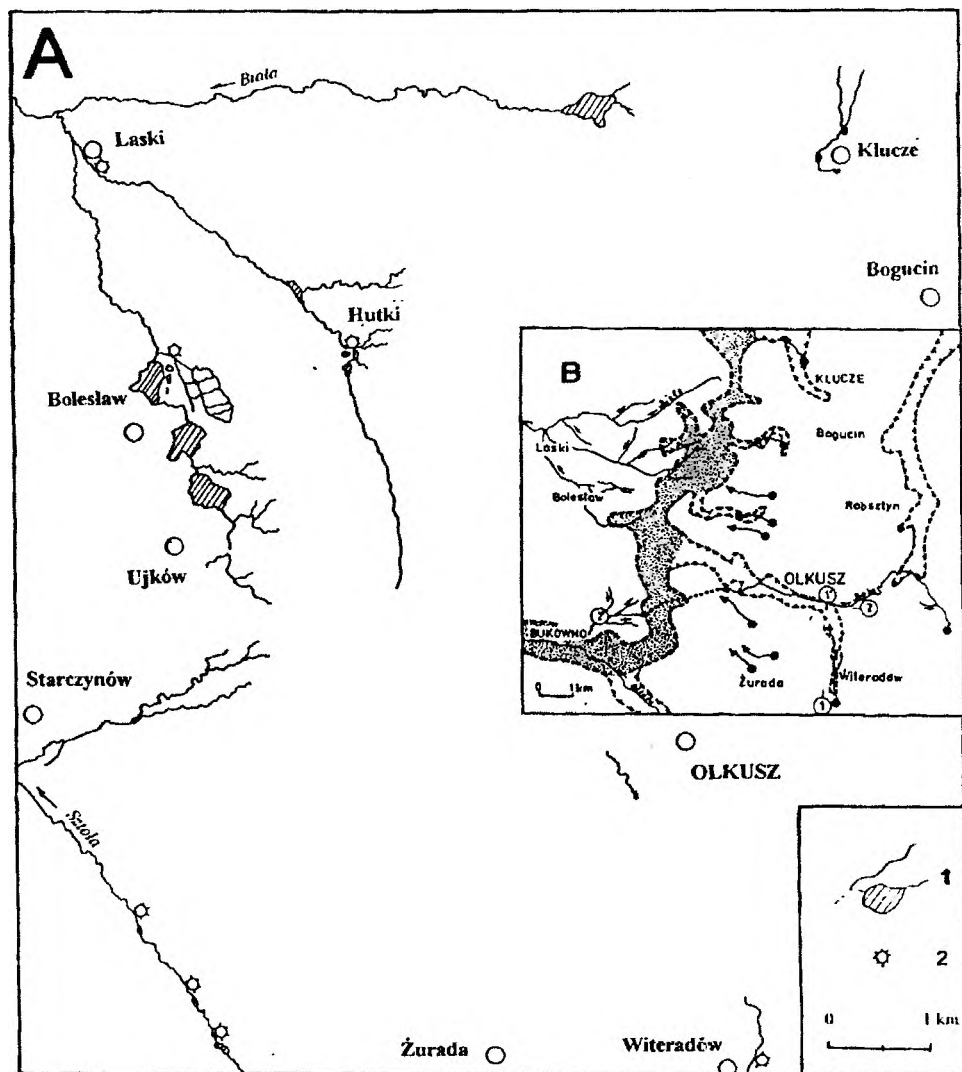
Zmiany w funkcjonowaniu i odpływie ze zbiornika serii węglanowej triasu

Praktyczne znaczenie przekształceń środowiska wodnego w triasie olkusko-zawierciańskim zostało obszernie omówione w literaturze (Rózkowski, Wilk, 1980, 1982; Adamczyk, Chawiński, 1982; Rózkowski i in., 1989; Adamczyk, 1990; Rózkowski, 1990; Niewdana, 1993).

Dlatego w niniejszej pracy podkreślono jedynie te zmiany, które dają obraz funkcjonowania krasowego zbiornika wód podziemnych w warunkach silnej antropopresji. Zbiornik wód w skałach triasowych jest modelowym przykładem, jak dochodziło do zmian hydrologicznych pod wpływem głębokiego i intensywnego sztucznego drenażu.

W warunkach naturalnych seria węglanowa triasu stanowiła płytki zbiornik o napiętym zwierciadle wód podziemnych. Ze względu na długi okres oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze rejonu olkuskiego nie da się dokładnie określić jego stanu wyjściowego — naturalnego. Pewien obraz możemy uzyskać na podstawie dawnych, głównie XIX-wiecznych opracowań kartograficznych tego obszaru (m.in. Mapa Galicji Zachodniej z 1804 roku, zob. Czyż, 1993; Głąbica, 1993; Konias (w druku)) oraz monografii S. Staszica (1955, reedycja) czy też I. Przesmyckiego (1929) (ryc. 45). Zgodnie z poglądami A. Rózkowskiego i T. Rudzińskiej (1977) podstawę drenażu wodonośnych utworów triasu stanowiły doliny rzeczne w strefach ich wzajemnej więzi hydraulicznej. Prawdopodobnie ta nie dotyczyła jednak wszystkich dolin rzecznych i rzek omawianego obszaru. Wypływające między Olkuszem i Kluczami liczne źródła dawały początek niewielkim strumieniom, które niedaleko od miejsca wypływu natrafiały na wodoprzepuszczalne osady wypełniające kopalną dolinę Białej Przemszy. Dlatego w warunkach naturalnych przy wschodnim brzegu tej kopalnej doliny wody z utworów czwartorzędowych zasilają zbiornik triasowy w obszarze okien erozyjnych w pokrywie izolującej i napinającej zwierciadło wód serii węglanowej triasu (Motyka, 1988). W związku z artezyjskimi, w tym czasie, warunkami przepływu wód w zbiorniku w kierunku centralnej i zachodniej części doliny malały różnice ciśnień hydrostatycznych w utworach triasu i czwartorzędu. W części zachodniej zatem poprzez wspomniane okna erozyjne woda przepływała ze zbiornika triasowego do osadów czwartorzędowych. Zjawisko to tłumaczy występowanie w takich warunkach, na przykład w centralnej części dużych obszarów piaszczystych, licznych źródeł i cieków powierzchniowych (m.in. rzeki Białej) (Wilk, Motyka, 1977; Rózkowski, Wilk, 1980; Motyka, 1988). Podobną genezę ma, dyskutowany już od czasów S. Staszica, fenomen znikania, a następnie pojawiania się po kilku kilometrach przepływu podziemnego rzek Baby i Witeradówki na południe od Olkusza (Motyka, 1988). Współczesna dolina Białej Przemszy na odcinku od Golczowic do Okradzionowa stanowiła dość skomplikowany system drenażu i jednocześnie zasilania zbiornika triasowego. Charakterystycznym elementem tego systemu był ciekawy zespół źródeł na południe od Okradzionowa, w południkowym odcinku przełomu rzeki przez maszyn węglanowy.

Przebieg zmian w obiegu wody w zbiorniku triasowym ma długą historię i zaznaczył się kilkoma ważnymi etapami mającymi związek głównie z roz-



Ryc. 45. Zmiany sieci hydrograficznej i zaniki źródeł w rejonie Olkusza w warunkach naturalnych (przed rozwojem leja depresji hydraulicznej w utworach triasowych) na podstawie mapy Galicji Zachodniej Antoniego Mayera von Heldensfelda z 1804 roku (A) oraz szkicu sytuacyjnego J. Motyki (1988) (B)

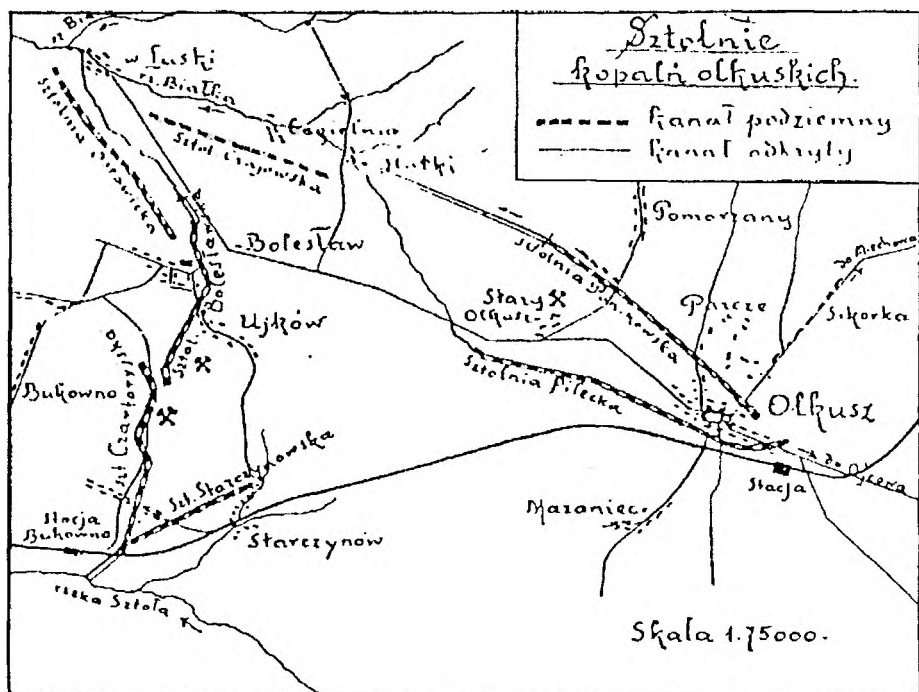
1 — sieć hydrograficzna, 2 — młyny wodne

Fig. 45. Hydrographic network changes and spring deterioration in the Olkusz area in natural conditions (before development of hydraulic depression cone) based on the Western Galicia map of Antoni Mayer von Heldensfeld (1804) (A) and sketch of J. Motyka (1988) (B)

1 — hydrographic network, 2 — water-mill

wojem górnictwa rud rejonu olkuskiego. Dopiero od niedawna znaczenia nabierają inne czynniki wpływające na te zmiany, wśród których dominującym

czynnikiem jest eksploatacja wód podziemnych głębokimi ujęciami studziennymi. Zmiany w obiegu wody wywołane eksploatacją rud srebra i ołowiu, prowadzoną w rejonie Olkusza od około XIII wieku, ograniczały się w początkowej jej fazie do zmian warunków spływu powierzchniowego i infiltracji wód opadowych. Eksploatacja bowiem odbywała się powyżej poziomu wód podziemnych. Ważnym etapem rozpoczynającym prawdziwy drenaż górniczy było wykonanie w XVI wieku szeregu sztolni pozwalających zejść z eksploatacją rud poniżej zwierciadła wód podziemnych (drenaż do poziomu 297–327 m n.p.m.) (Przesmycki, 1929) (ryc. 46). Sztolnie te, istniejące we fragmentach do dziś, wpływały tylko w niewielkim stopniu na obieg wód w zbiorniku i nie doprowadziły do zmiany ciśnień hydrostatycznych (zwierciadło było nadal napięte). Kolejny ważny etap to wprowadzenie do odwadniania wyrobisk górniczych pompy parowej (w pierwszej połowie XIX wieku), które to wydarzenie spowodowało gwałtowny rozwój górnictwa rud cynku i ołowiu rejonu olkuskiego i pociągnęło za sobą intensywny drenaż zbiornika triasowego. Jednak ze względu na ograniczoną wydajność pomp oraz skupione w obrębie jednej struktury tektonicznej wydobywanie rud zasięg



Ryc. 46. Sztolnie olkuskich kopalni rud srebra i ołowiu według stanu z końca XVIII wieku (wg I. Przesmyckiego, 1929)

Fig. 46. Dewatering galleries of the Olkusz silver and lead mines in the end of 18th century (after I. Przesmycki, 1929)

drenażu górniczego w ciągu całego przełomu XIX i XX wieku można porównać do zasięgu drenażu studni głębinowej, tym bardziej że eksploatacja obejmowała południową część omawianego obszaru (kopalnie „Bolesław” i „Ulisses”), gdzie warunki tektoniczne i hydrogeologiczne same ograniczały rozwój depresji hydraulicznej. W większym stopniu na zmiany obiegu wody w zbiorniku triasowym wpłynęła w tym czasie eksploatacja rud żelaza w rejonie Kluczy (kopalnia „Rudnica” u podnóża góry Jałowce). W 1880 roku doszło do jej nagłego zatopienia wskutek przebicia wyrobiskiem górniczym pokrywy kajprowej izolującej artezyjski poziom triasowy (Przesmycki, 1929). Jest to pierwszy udokumentowany historycznie fakt zaburzenia napiętego zwierciadła wód w zbiorniku triasowym. Wyrobiska zalanej „Rudnicy” stały się więc pierwszym sztucznym miejscem rozładowania naporu hydrostatycznego wód artezyjskich w triasie olkuskim. W tym okresie u podnóża wspomnianej góry Jałowce powstały dwa stawy zasilane wodami stabilizującego się na tym poziomie zwierciadła wód artezyjskich. Po zastoju w wydobywaniu rud cynku i ołowiu w latach 1931—1940 (kopalnie „Bolesław” i „Ulisses” zatopiono), ponowne, już bardzo intensywne, oddziaływanie na funkcjonowanie zbiornika triasowego rozpoczęło się po 1945 roku. Budowa kopalni „Olkusz”, a następnie w połowie lat siedemdziesiątych kopalni „Pomorzany” oraz zejście z poziomem sztucznego drenażu do głębokości 180 m n.p.m. spowodowały bardzo intensywne przekształcenia w obrębie zbiornika triasowego i nadległych pięter wodonośnych. Ponadto na wpływ drenażu górniczego nakłada się również wspomniany drenaż ujęciami studziennymi bardzo intensywnie rozbudowanymi w ciągu ostatnich dwudziestu lat (Rózkowski, Wilk, 1980, 1982; Adamczyk, Chawiński, 1982; Adamczyk, 1990). Obecnie w rejonie olkuskim działają dwa duże ujęcia wód podziemnych eksploatujące wody z utworów triasu — Łazy Błędowskie i Klucze oraz wiele pojedynczych studni głębinowych rozmieszczonych na całym obszarze olkusko-zawierciańskim. Zmiany hydrologiczne triasowej części obszaru Olkusz—Zawiercie dobrze ilustruje analiza przekształceń przepływów w korycie rzeki Białej na przestrzeni ostatnich 100 lat (tab. 8). W okresie 1880—1960 systematycznie zmniejszały się ogólne przepływy, w których ważną rolę odgrywały wody z wyrobisk górniczych odprowadzane do Białej sztolniami (Ponikowską i Bolesławską). Na spadek ilości wody przepływającej w korycie Białej miał wpływ w tym okresie zmniejszający się udział w przepływie wód dołowych. W latach 1965—1975 przepływy naturalne w rzece zmniejszyły się radykalnie, a korytem zaczęły płynąć głównie wody dołowe z kopalni „Olkusz” oraz wody ze stawów poflotacyjnych. W latach 1970—1976 nastąpił zanik przepływów w Sztolni Ponikowskiej i przepływów naturalnych w Białej. Natomiast od 1974 roku nastąpił wzrost ilości wody w korycie rzeki związany

wyłącznie ze sztucznym dopływem wód z kopalń „Olkusz”, „Pomorzany” (kanał Dąbrówka) oraz wód ze stawów połotacyjnych i ścieków z Olkusza (Niewdana, 1990).

Tabela 8

Zmiany przepływów wody w korycie Białej [m^3/s] w latach 1880—1988

Table 8

Changes of discharge of Biala river [m^3/s] in the period of 1880—1988

Rok (Year)	Przepływ naturalny (Natural discharge)	Wody dołowe (Mine water)				Wody ze stawów (Water from depositional ponds)	Ścieki miasta Olkusz (Sewage water from Olkusz)	Łączny przepływ (Total discharge)
		1	2	3	4			
1880	0,38	0,57	0,25	—	—	—	—	1,20
1900	0,38	1,00	0,25	—	—	—	—	1,63
1910	0,38	1,17	0,25	—	—	—	—	1,80
1925	0,38	0,83	0,25	—	—	—	—	1,46
1930	0,38	0,67	0,30	—	—	—	—	1,35
1950	0,38	0,42	0,12	—	—	—	—	0,91
1955	0,38	0,12	0,12	—	—	—	—	0,62
1960	0,38	0,06	0,09	—	—	—	—	0,53
1965	0,16	0,05	0,08	1,02	—	0,06	—	1,37
1970	0,16	—	0,07	0,01	—	0,08	0,05	0,37
1975	0,02	—	0,02	—	2,66	0,14	0,04	2,88
1977	—	—	—	—	2,22	0,10	0,08	2,40
1980	—	—	—	—	2,08	0,03	0,12	2,22
1985	—	—	—	—	2,06	0,38	0,15	2,29
1988	—	—	—	—	1,84	0,06	0,17	2,07

Objaśnienia: 1 — Sztolnia Ponikowska, 2 — Sztolnia Bolesławska, 3 — kanał Roznos (kopalnia „Olkusz”) 4 — kanał Roznos i kanał Dąbrówka (kopalnia „Pomorzany”).

Explanation: 1 — dewatering gallery Ponikowska, 2 — dewatering gallery Bolesławska, 3 — channel Roznos (“Olkusz” mine), 4 — channel Roznos and channel Dąbrówka (“Pomorzany” mine).

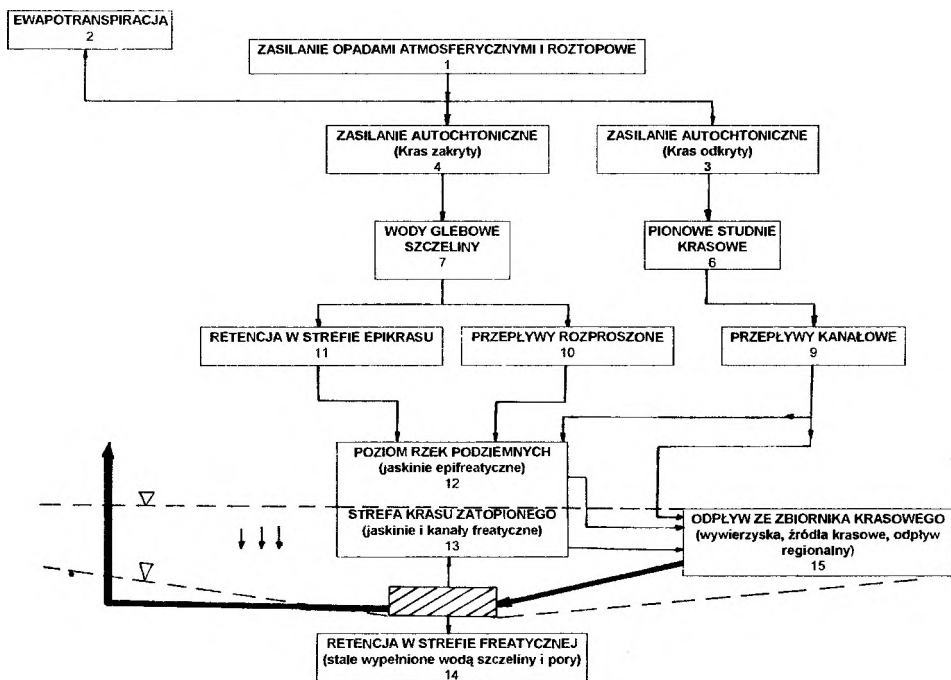
Źródło: według J. Niewdana, 1989.

Source: after J. Niewdana, 1989.

Zasięg przestrzenny przekształceń obiegu wody w zbiorniku determinuje umowny zasięg depresji hydraulicznej wytworzonej wokół wyrobisk górniczych i ujęć głębinowych. Określenie północnej granicy tej depresji w utworach triasu jest dość skomplikowane. Zgodnie z poglądem A. Haładusa

(1988) i A. F. Adamczyka (1990) w omawianym obszarze nakładają się drenujące wpływy kopalń rud cynku i ołowiu oraz ujęć studziennych rejonu olkuskiego z wpływami ujęć studziennych rejonu zawierciańskiego. We wcześniejszych poglądach przywiązywano dużą wagę do izolującej dwie struktury tektoniczne, olkuską i zawierciańską, strefy uskoku Ciągowice—Kolbark (m.in. Rózkowski, Wilk, 1980, 1982). Przesłanki takie sugerowałyby hydrogeologiczne własności strefy uskoku Pomorzan, którego przebicie wyrobiskami kopalni „Pomorzan” spowodowało gwałtowny rozwój przestrzeny (w kierunku północnym) depresji hydraulicznej w zbiorniku triasowym (Adamczyk, Chawiński, 1982; Rózkowski, Wilk, 1982). W swojej centralnej części depresja ta ma ponad 150 m głębokości (baza drenażu znajduje się na rzędnej 180 m n.p.m.), a powierzchnia umownie przyjętego zasięgu drenażu wynosi ponad 350 km². Z obszaru leja depresji hydraulicznej wypompowuje się średnio około 380 m³/min, z czego 245 m³/min z samych kopalń rud cynku i ołowiu (Adamczyk, 1990; Niewdana, 1993). Skupiony drenaż obszaru leja depresji hydraulicznej (kilka punktowych ujęć drenujących) można porównać z drenażem dużego źródła krasowego, większego niż te największe w Polsce, które występują na terenie Tatr (łącznie 6,3 m³/s). Wartość ta daje „antropogeniczny” spływ jednostkowy około 18 l/s km².

Zmiany w funkcjonowaniu i organizacji przepływu w obrębie zbiornika triasowego przedstawiono schematycznie na ryc. 47. Obok ogólnie znanych i oczywistych skutków sztucznego drenażu na tak wielką skalę jak w rejonie oluskim, którymi są: obniżenie zwierciadła wód podziemnych w ujęciach studziennych (ryc. 48) czy też zanik części naturalnej sieci rzecznej i źródeł z utworów triasowych, mamy tu do czynienia ze zmianami w strukturze zbiornika, gradientów przepływu wody oraz pełnym przemodelowaniem stref hydrodynamicznych w zbiorniku. W strukturze serii węglanowej triasu pojawił się nowy element w postaci wyrobisk górniczych (głównie chodników wodnych) spełniających w schemacie funkcjonalnym zbiornika rolę centralnego systemu drenażu (*master conduit*), czyli powstał nowy układ hierarchii drenażu masywu, w którym chodniki wodne i cała sieć wyrobisk drenujących masyw nagle przejęły funkcję dotychczas wypełnianą przez otwarte i wypełnione osadami formy krasowe. Świadczy o tym duża ilość wypływów bezpośrednio do wyrobisk z bardzo wydajnych pustek i kanałów krasowych (Rózkowski, Wilk, 1980, 1982; Adamczyk, Chawiński, 1982; Motyka, 1988). Powstała sieć wyrobisk górniczych połączyła różne ogniwa triasu, a nawet permu i jury w jeden hydraulicznie system cyrkulacji. Przebicie w wielu punktach izolujących dyslokacji (np. uskoku Pomorzan) powoduje połączenie dotychczas odrębnych systemów głębokiej cyrkulacji freaticznej. W wyniku obniżenia o około 150 m bazy drenażu (w centralnej części depresji hydraulicznej) powstał nowy układ cyrkulacji, którego głównym efektem jest

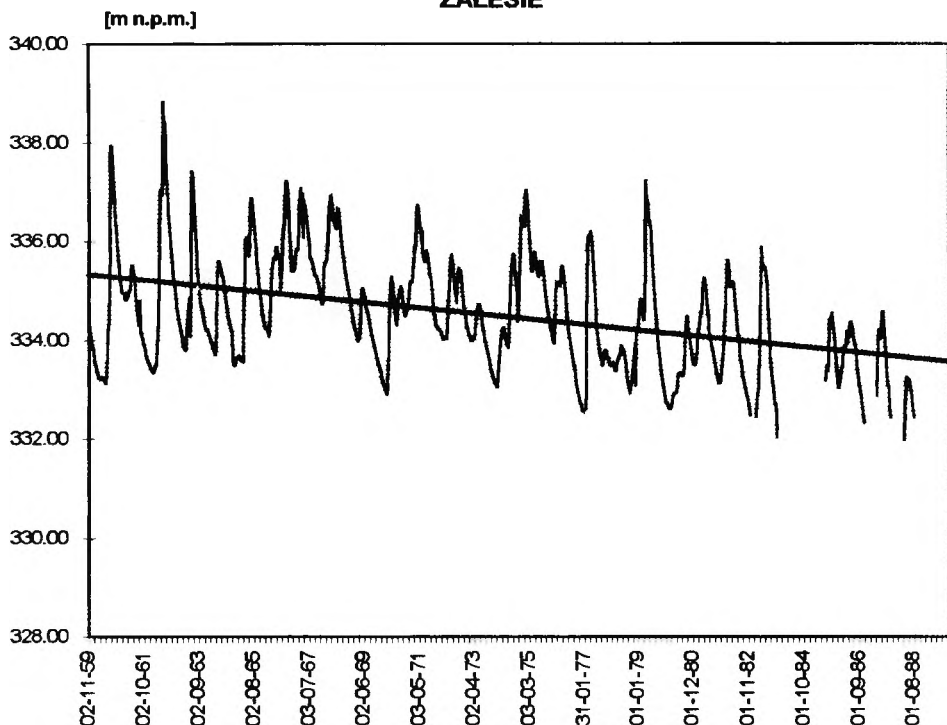


Ryc. 47. Schemat funkcjonalny zbiornika serii węglanowej triasu w warunkach sztucznego drenażu górniczego i ujęcia wód podziemnych (kierunek aktualnego drenażu zaznaczono grubą linią, zakreślono wyrobiska górnicze). Objasnienia jak na ryc. 7

Fig. 47. Functional schema of the Triassic carbonate aquifer in conditions of an artificial drainage of mine workings and large water intakes (thick line shows an actual drainage direction, lined area shows mine workings). Explanations as on Fig. 7

przejście od napiętego do swobodnego charakteru zwierciadła wód w zbiorniku (w granicach depresji), a co za tym idzie wykształcenie się stref hydrogeologicznych typowych dla krasu o swobodnym zwierciadle (ryc. 47). W ślad za zmianami w strukturze i hierarchii drenażu w zbiorniku następuje przemodelowywanie i przechodzenie w krótkim czasie ewolucji form krasu podziemnego od form freatycznych do silnie zdegradowanych form strefy cyrkulacji grawitacyjnej powyżej poziomu wód podziemnych. Świadectwem tego procesu są liczne kanały krasowe noszące znamiona form freatycznych, przecięte wyrobiskami górniczymi na różnych poziomach (Motyka, Wilk, 1984; Tyc 1984, 1989). Są to najczęściej typowe tuby freatyczne o niewielkiej średnicy (od kilku cm do ponad 1 m). W wielu kanałach krasowych i szeroko rozwartych szczelinach przeciętych wyrobiskami można obserwować formy typu *flutes* lub *scallop*s świadczące o energii podziemnych przepływów w tej strefie. Efektem paleokrasowego charakteru rzeźby powierzchniowej i dróg cyrkulacji podziemnej w zbiorniku triasowym jest dodatkowy proces towarzy-

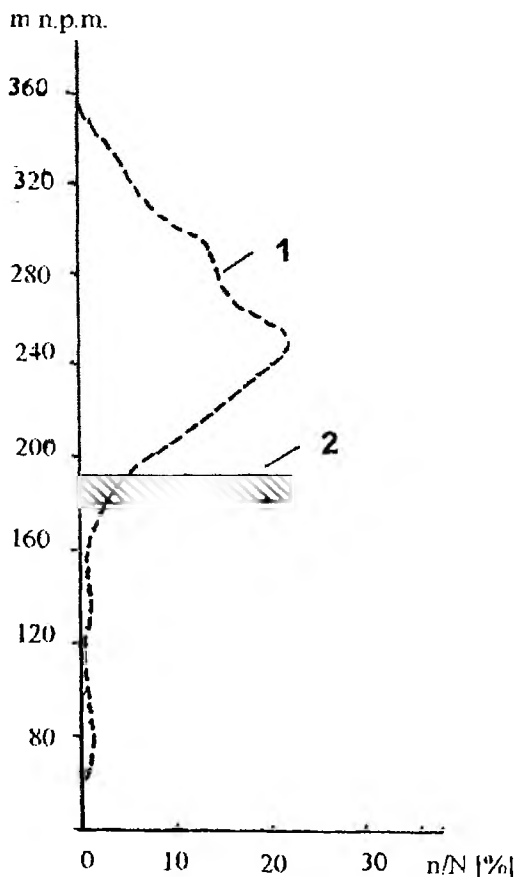
ZALESIE



Ryc. 48. Wieleletnia tendencja zwierciadła wód podziemnych serii węglanowej triasu na podstawie wykresu liniowej funkcji trendu wysokości zwierciadła wód w studni w Zalesiu Golczowickim w latach 1960—1990

Fig. 48. Many years' tendency of groundwater level in the Triassic carbonate aquifer (based on linear function of groundwater level tendency of the Zalesie Golczowickie well in the period of 1960—1990)

szący kształtowaniu się i stabilizowaniu stref hydrogeologicznych w nowym układzie. Jest nim ekshumacja wypełnionych form krasowych. Przykładem mogą być ślady drobnoziarnistej substancji w jamkach wirowych oraz stożki napływowe w jaskini odsłoniętej w wyrobiskach kopalni „Pomorzany” czy też zawiesina ilasta pojawiająca się w wodach dopływających do wyrobisk górniczych. W warunkach sufozyjnego opróżniania wypełnionych form krasu podziemnego następuje wzrost ich przewodności hydraulicznej. Rola form w przewodzeniu i magazynowaniu wody w zbiorniku staje się stopniowo taka sama, jaką odgrywają otwarte kanały krasowe. W związku z tym, że wypełnione formy krasowe stanowią relikty dobrze rozwiniętego systemu cyrkulacji krasowej (paleokras), objęta sztucznym drenażem część zbiornika triasowego gwałtownie przechodzi od bardziej rozproszonej organizacji przepływu (*diffuse flow*) do tej związanej z przepływami kanałowymi (*conduit flow*). O skali i znaczeniu tego procesu świadczy fakt, że podstawa sztucznego drenażu



Ryc. 49. Pionowy rozkład częstości pustek krasowych w utworach triasowych stwierdzonych otworami wiertniczymi (wg J. Motyki, 1988, zmienne)

1 — krzywa częstości względnych w odniesieniu do poziomu morza, 2 — poziom współczesnego sztucznego drenażu

Fig. 49. Vertical distribution of the karst features occurrence frequency within the Triassic carbonates investigated by drillings (after J. Motyka, 1988, modified)

1 — frequency distribution of karst features in relation to mean sea level, 2 — level of contemporary drainage

znajduje się obecnie poniżej głębokości największego nagromadzenia otwartych i wypełnionych form krasowych stwierdzonych badaniami w otworach geologicznych (ryc. 49). Istnieje zatem duże prawdopodobieństwo, że współczesny sztuczny system cyrkulacji wód krasowych w zbiorniku serii węglanowej triasu nawiązuje do starego, głównie przedczwartorzędowego systemu krasowego. Należy przy tym pamiętać o głębokiej formie kopalnej doliny pra-Przemszy rozcinającej serię węglanową triasu wzdłuż krawędzi Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej wypełnionej osadami preglacjalnymi i całym pakietem osadów plejstoceńskich (max. ok. 70 m miąższości). Ponadto powierzchnia stropu wapieni i dolomitów triasowych nosi ślady starszych etapów krasowienia. Są to rozległe depresje krasowe zinterpretowane na podstawie mapy stropu wapienia muszlowego (Wilk i in., 1989).

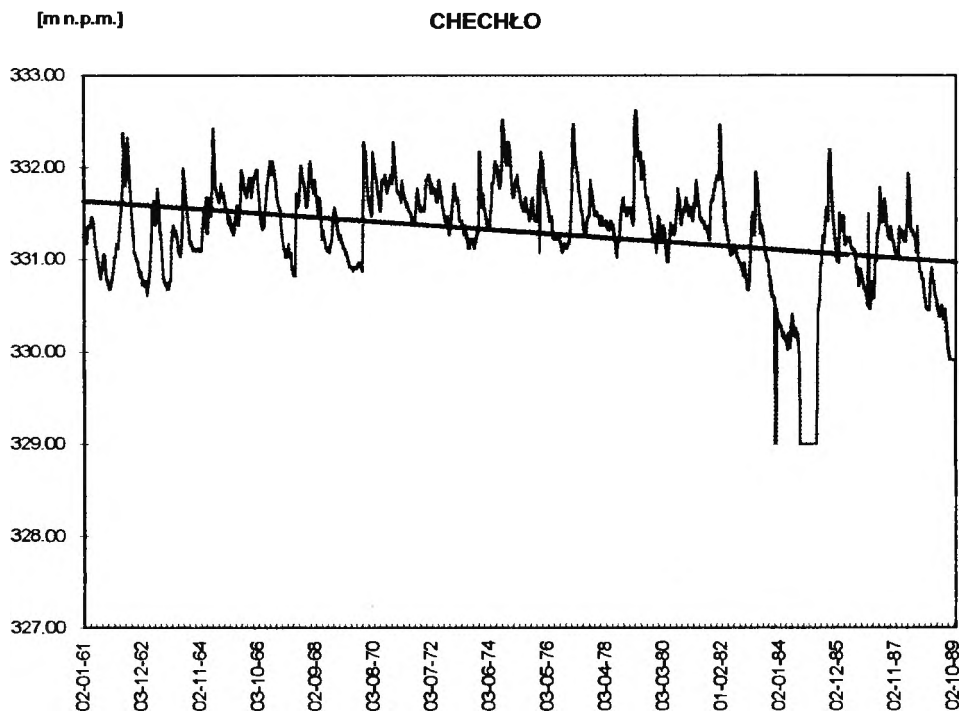
Zmiany w funkcjonowaniu i oddziaływaniu ze zbiornika serii węglanowej jury

W związku z dużą zasobnością w wodę zbiornik jury górnej od dawna był przedmiotem zainteresowania z punktu widzenia możliwości eksploatacji wód podziemnych na cele komunalne. Znaczenie praktyczne tego zbiornika, a jednocześnie jego odkryty charakter sprawiły, że szczególnie w ostatnich latach jest on przedmiotem szczegółowych badań dotyczących zagrożenia ze strony czynników antropogenicznych (m.in. Rózkowski i in.,

1989; RóŹkowski, 1989; RóŹkowski, 1990). W przeciwięństwie do obszaru triasu olkuskiego zmiany obiegu wody w zbiorniku górnójurajskim dotyczą tylko naszego stulecia. Mimo że zasiedlanie obszaru jurajskiego rozpoczęło się dużo wcześniej niż rejonu olkuskiego (ok. 150 tys. lat temu — schyłek zlodowacenia odry), wykorzystanie wód podziemnych w granicach występowania tego zbiornika ograniczało się jedynie do źródeł — naturalnych miejsc wypływów wód podziemnych (Pulina i in., 1990; Pelisiak, 1991; Krawczyk i in., 1992; Tyc, 1992b). Wraz z rozwojem osadniczym omawianej części obszaru Olkusz—Zawiercie wody podziemne zaczęto ujmować studniami gospodarskimi o głębokości od kilku metrów do ponad 50 m. Szczególnie trudne warunki ujęcia tych wód wystąpiły w wierzchowinowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej (np. Pasma Smoleńsko-Niegowonickie), gdyż ze względu na dużą głębokość powodowały pierwsze, lokalne przeobrażenia cyrkulacji (lokalne depresje hydrauliczne). Gdy nastąpił wzrost zapotrzebowania na wodę powstającej sieci osadniczej, w połowie lat pięćdziesiątych, rozpoczęto budowę pierwszych wodociągów wiejskich, a dla ich zaopatrzenia w wodę powstały głębokie ujęcia studziennne sięgające 150—200 m (m.in. Podzamcze w 1958 roku, Ryczów w 1959 roku) (Tyc, Opołka-Gądek, 1992).

Dla całego zbiornika jury górnej (ok. 3000 km²) eksploatacja wody wynosi obecnie około 270 tys. m³/dobę, w tym około 240 tys. m³/dobę ujęciami studziennymi (głównie w rejonie Częstochowy) i około 30 tys. m³/dobę poprzez odwadnianie kamieniołomów i kopalń drenujących pośrednio poziom górnójurajski (RóŹkowski, 1990). Największe czynne obecnie ujęcia na omawianym obszarze to studnie w rejonie Podzamcza, Ryczowa, Kwaśniowa, Strzegowej, Braciejówki oraz na południowy wschód od Olkusza — w Zimnodole, Zedermanie i inne. Wskaźnik poboru wody ze zbiornika górnójurajskiego to 83 m³/dobę · km² (RóŹkowski, 1990), co daje wartość 9,6 l/s · km². Wielkość ta jest równa wartości średniego modułu naturalnego odpływu podziemnego dla utworów górnej jury (9,4 l/s · km²). Nie pozostaje to bez wpływu na warunki cyrkulacji w obrębie omawianego zbiornika i dowodzi, że coraz mniej wody odpływa z niego w sposób naturalny, co niesie za sobą zmniejszenie wydajności, a w niektórych bardziej drenowanych sztucznie rejonach również zanik źródeł (jak np. źródło w Pazurku). Część źródeł, głównie okresowych, coraz rzadziej daje wypływ wody, który związany jest jedynie z bardzo intensywnymi roztopami (np. źródło w Bzowie — górne, oraz w Ryczówku I). Wyszła również większość studni gospodarskich. Ważnym objawem przekształceń obiegu wody w zbiorniku górnójurajskim jest zwiększona podatność na negatywne wpływy suszy hydrologicznych, które w warunkach klimatycznych Polski dość często nawiedzają obszary wododziałowe, w tym także obszar Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Można to zaobserwować na przykładzie wahań zwierciadła wód podziemnych w studni

w Chechle w trzydziestolecie 1960–1990 (ryc. 50). Susze hydrologiczne dotyczyły w tym okresie obszaru Olkusz–Zawiercie wielokrotnie, między innymi w latach 1969, 1971, 1973 i 1976 (Meyer, 1984; Punzet, 1988; Krawczyk i in., 1990). Jednakże dopiero głęboka niżówka wód gruntowych wywołana suszą hydrologiczną lat 1982–1984 oraz końca lat osiemdziesiątych spowodowała długotrwałe obniżenie zwierciadła wód w tej studni. W końcu 1983 roku studnia w Chechle wyschła i mimo jej pogłębienia w lutym 1984 roku w okresie od września 1984 roku do marca 1985 roku znowu była sucha (Łabędzka, 1988; Krawczyk i in., 1990).



Ryc. 50. Wieloletnia tendencja zwierciadła wód podziemnych serii węglanowej jury górnej na podstawie wykresu liniowej funkcji trendu wysokości zwierciadła wód w studni w Chechle w latach 1960–1990

Fig. 50. Many years' tendency of groundwater level of the Upper Jurassic carbonate aquifer (based on linear function of groundwater level tendency of the Chechło well in the period of 1960–1990)

Obok bezpośredniego wpływu eksploatacji wód podziemnych zbiornika górnajurajskiego ujęciami studziennymi ważną rolę w przekształcaniu obiegu wody w tym zbiorniku odgrywa bezpośredni lub pośredni drenaż wywołany górnictwem rud cynku i ołowiu rejonu olkuskiego. Bezpośredni wpływ depresji hydraulicznej w utworach triasowych na wody podziemne serii węglanowej

jury górnej obserwuje się tam, gdzie kontaktują się one z serią triasową. Jest to zarówno kontakt tektoniczny wzdłuż krawędzi występowania jury (między Olkuszem i Kluczami), jak też erozyjny i krasowy tam, gdzie brak jest serii izolującej dwa zbiorniki (na południowy wschód od Olkusza, w rejonie Witeradowa, Sieniczna aż po Niesułowice) (Adamczyk, 1990). Sztuczny drenaż wzdłuż zachodniej granicy zbiornika górn jurajskiego (wspomniana krawędź utworów jury) odbywa się pośrednio poprzez odwodnione osady czwartorzędowe. Mają one wzdłuż tej granicy wybitne właściwości kolektor-skie związane z drenażem górniczym do utworów triasu oraz dużą miąższością (do 70 m) głównie piaszczystych osadów czwartorzędowych wypełniających kopalną dolinę Białej Przemszy.

Antropogeniczne przekształcenia składu chemicznego wód podziemnych krasu olkusko-zawierciańskiego

Warunki hydrogeologiczne i sposób organizacji cyrkulacji wód podziemnych w obszarach krasu węglanowego powodują, że tereny te są silnie narażone na wpływ zanieczyszczeń antropogenicznych. Procesy antropogenizacji środowiska wodnego w krasie zachodzą łatwiej niż gdzie indziej i do znacznych głębokości. Szybka infiltracja wód w głąb masywu krasowego zmniejsza możliwości ewaporacji — mechanizmu niezbędnego do eliminacji lotnych substancji organicznych (m.in. rozpuszczalników i wielu pestycydów). W cienkiej pokrywie glebowej oraz w silnie uszczelnionych i skrasowiałych skałach zarówno fizyczna, jak i chemiczna filtracja jest relatywnie mało efektywna, dlatego do wnętrza zbiornika łatwo dostają się mikroorganizmy i zanieczyszczone wody oraz osady. Ponadto szybki przepływ w kanałach i szczelinach praktycznie uniemożliwia eliminację bakterii i wirusów z wód podziemnych.

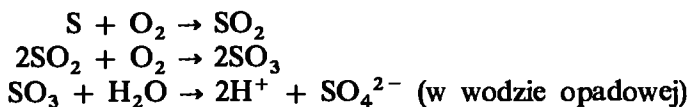
Przedstawiona wcześniej zmienność sezonowa właściwości fizycznych i chemicznych z jednej strony jest wskaźnikiem sposobu organizacji cyrkulacji w masywie (system rozproszony lub kanałowy). Z drugiej jednak strony powoduje, że skład chemiczny wód krasowych ma w ciągu jednego cyklu hydrologicznego bardzo zróżnicowane pochodzenie. Jak już to zostało wyżej kilkakrotnie podkreślone, zbiornik krasowy jury górnej obszaru Olkusz—Zawiercie ma cechy zbiornika o rozproszonym lub rozproszonym kanałowym systemie cyrkulacji. Tylko w strefach swobodnej, kanałowej cyrkulacji przepływ jest bardziej skoncentrowany, wyrażony dużą zmiennością zarówno wydajności drenujących go źródeł, jak też właściwości fizycznych i chemicznych wody. Na ten obraz organizacji przepływu w masywie nakłada się

jednak silny wpływ antropopresji powodujący zaburzenie naturalnego reżimu hydrochemicznego wód krasowych. Wyraża się to głównie występowaniem w wodzie jonów związanych z zanieczyszczeniami, powodujących „sztuczną” zmienność twardości ogólnej i przewodności właściwej.

Geneza podstawowych elementów składu jonowego wód krasu olkusko-zawierciańskiego

W obszarach krasu węglanowego głównymi elementami składu jonowego wód podziemnych są: wapń (Ca^{2+}), magnez (Mg^{2+}) i wodorowęglany (HCO_3^-) (tab. 3, 4). W warunkach naturalnych ich geneza wiąże się bezpośrednio z procesami rozpuszczania skał podłoża — wapieni, dolomitów, marmurów itp. Istniejące ściśle powiązania pomiędzy tymi jonami w wodach krasowych powodują, że klasyczna dla obszarów krasowych zależność Ca^{2+} — HCO_3^- powinna być duża. Wobec braku tej zależności geneza jonów Ca^{2+} jest bardziej złożona, gdyż wapń może być efektem rozpuszczania w wodzie węglanów, ale też i innych soli pochodzących z zanieczyszczeń (fosforany, azotany, siarczany).

W obszarach krasowych jony siarczanowe (SO_4^{2-}) są obok wodorowęglanów głównym anionem obecnym w wodzie. Siarczany występujące w krasie w stanie stałym to anhydryt i gips. Jednakże sole te nie są głównym źródłem SO_4^{2-} w wodach węglanowych. Uważa się, że opady atmosferyczne, szczególnie w obszarach uprzemysłowionych, zasilają wody podziemne w ten jon. W wodach opadowych pochodzą one z procesów utleniania w atmosferze dwutlenku siarki (SO_2), który jest produktem utleniania siarki w trakcie spalania węgla lub ropy naftowej. Rozpuszczanie w wodzie opadowej powoduje powstanie jonu SO_4^{2-} .



Powstały kwas bierze udział w rozpuszczaniu części mineralnych unoszonych w atmosferze. Kwasowość opadu utrzymuje się też w glebie. Na przykład w Ariege (południowa Francja) opady średnio bogate w SO_4^{2-} (4—10 mg/l) mają pH 3,0—4,0, czyli o wiele bardziej kwaśne niż wody zawierające wyłącznie rozpuszczony CO_2 (Bakalowicz, 1979). Ostatnio coraz więcej uwagi przywiązuje się do innego źródła siarczanów w wodach krasowych, który może powodować wzrost rozpuszczania skał węglanowych. Źródłem tym są minerały siarczkowe, głównie piryty, stanowiące częsty minerał towarzyszący w skałach węglanowych. W obecności wody siarczki utleniają się do siar-

czanów i przechodzą do roztworu. Utlenianie siarki pirytu powoduje uwalnianie do roztworu Fe^{2+} , który łatwo utlenia się do żelaza trójwartościowego (Fe^{3+}). Jest ono silnym utleniaczem i bierze udział w tworzeniu nierozpuszczalnego wodorotlenku żelaza ($\text{Fe}(\text{OH})_3$), uwalniając nadmiar wodoru (H^+). Powoduje to, że roztwór staje się bardziej agresywny. Przykład efektów tego typu reakcji zaobserwowano w jaskini Cigalere (Pireneje) i jej otoczeniu, gdzie występują wody o pH rzędu 3,0 przy zawartości SO_4^{2-} 50—100 mg/l (Bakalowicz, 1979). Zdaniem C. A. Hill (1981), jaskinie Carlsbad (Nowy Meksyk, USA) są przykładem wielkiego systemu jaskiniowego powstałego głównie dzięki reakcji bogatych w siarczki wód przenikających do strefy utleniania, która znajdowała się na poziomie dzisiejszego systemu.

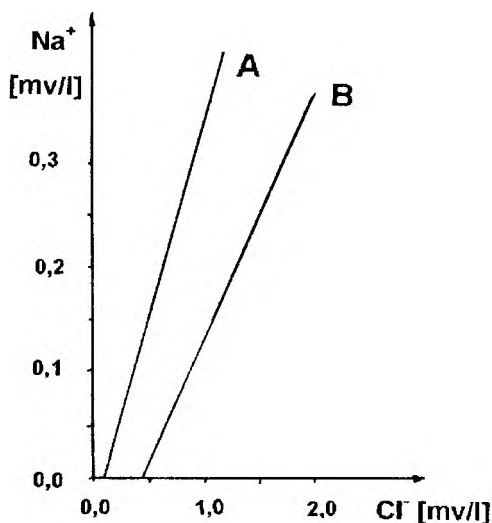
Wśród akcesorycznych elementów składu jonowego wód w obszarach krasu węglanowego możemy wyróżnić jony chlorkowe (Cl^-), sodu (Na^+) i potasu (K^+). Jony Cl^- , a przede wszystkim Na^+ i K^+ występują w naturalnych wodach krasowych w bardzo małych ilościach. Wyjątek stanowią obszary złóż formacji solnych lub intruzje wody morskiej. W warunkach naturalnych jony te mogą być dostarczane do wód krasowych z opadami atmosferycznymi. Jednakże w przypadku obszarów wewnątrz kontynentów opady są prawie całkowicie pozbawione Cl^- , Na^+ , K^+ . Dotyczy to zarówno opadu deszczu, jak i śniegu. W naturalnych wodach krasowych jony sodu i potasu nie są związane z chlorkami, czyli generalnie ich źródłem nie są NaCl czy KCl. Wtedy główne źródło Na^+ i K^+ stanowią złożone reakcje chemiczne dążące do przeprowadzenia tych jonów do roztworu z minerałów krzemianowych (Bakalowicz, 1979). Pomimo że plagioklazu sodowego (albitu) i oligoklazu potasowego w skałach krasowiejących prawie się nie spotyka, to jednak produkty ich wietrzenia w postaci minerałów ilastych są w krasie powszechne. Występują głównie w wypełnieniach form krasowych, w glebie, a niekiedy także w formie części nierozpuszczalnych w samej skale węglanowej. W przeciwieństwie do jonów Cl^- i Na^+ , jony K^+ są ze środowiska wodnego pobierane w glebie w procesie przemiany materii organicznej. Potas występuje prawie 10—20-krotnie bardziej obficie w roślinach niż sód. Stąd, w przeciwieństwie do zawartości K^+ , w wyniku procesów biologicznego pobierania wody z gleby przez rośliny ilość Cl^- i Na^+ obecnych w roztworze się nie zmienia. Jednocześnie wraz z ubytkiem wody w glebie następuje dodatkowa koncentracja jonów Na^+ i Cl^- .

Pod wpływem antropopresji geneza wszystkich wymienionych wyżej elementów składu jonowego jest o wiele bardziej złożona. Obok naturalnych źródeł poszczególnych jonów dodatkową rolę, czasem bardzo istotną, odgrywają czynniki związane z zanieczyszczeniem wód podziemnych. Wśród badanych elementów składu jonowego jedynie azotany można uznać za typowo antropogeniczne. Została im poświęcona osobna część tego rozdziału.

Punktem wyjścia do analizy pochodzenia składu chemicznego wód krasowych jest poszukiwanie wzajemnych powiązań pomiędzy właściwościami chemicznymi oraz pomiędzy nimi i cechami fizycznymi wody. Wykorzystano w tym celu analizę związków korelacyjnych. Regresje liniowe dla każdej pary zmiennych dają obraz związku tych zmiennych (zarówno dodatni, jak i ujemny) oznaczający, że parametry te ulegają zmianie w czasie według tych samych prawideł i na skutek tej samej przyczyny (m.in. Christopher, Wilcock, 1991). Tylko oczywiste powiązania pomiędzy właściwościami fizykochemicznymi wód mogą być wykryte na podstawie tej metody statystycznej. Wynika to między innymi ze złożonej zależności cech fizycznych i chemicznych wód krasowych oraz stosunkowo małej populacji danych statystycznych dla roku hydrologicznego, uzyskiwanych podczas badań terenowych.

Zgodnie z przedstawionymi prawidłowościami można przyjąć, że jonami związanymi z zanieczyszczeniami antropogenicznymi są głównie azotany i chlorki. Ich źródłem mogą być jednak różne czynniki antropogeniczne. Pozostałe jony, takie jak wapń, magnez, sód, potas i siarczany mogą mieć mieszaną genezę, a nawet pochodzić przede wszystkim z reakcji rozpuszczania skał. Pewnych danych na temat pochodzenia jonów o mieszanej genezie może dostarczyć również związek korelacyjny poszczególnych elementów z wydajnością źródła czy temperaturą wody. Pod takim kątem badano związki korelacyjne właściwości fizycznych i chemicznych ośmiu wymienionych wcześniej źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie.

Najbardziej wyraźne związki korelacyjne dla wód podziemnych jury górnej występują pomiędzy twardością ogólną (TH) i zawartością wapnia (Ca^{2+}) — $r > 0,8$. Jest to zależność najbardziej oczywista dla krasu, a wynika z faktu, że twardość ogólna w wodach krasowych wypływa głównie z zawartości w wodzie rozpuszczonych soli wapnia. Najwyższe współczynniki korelacji odnotowano dla wód źródeł w Bzowie (0,95), Ryczówku II (0,94) i Stokach Kwaśniowskich (0,93). Korelacja ta jest niższa tylko w dwóch źródłach — w Kromoławie (0,75) i w Kluczach I (0,78). Jednocześnie tylko w Bzowie i w Ryczówku II występuje w wodach wyraźna korelacja pomiędzy twardością a wodorowęglanami (odpowiednio 0,67 i 0,62). Biorąc pod uwagę, że w źródłach tych dodatkowo jest widoczna równie wyraźna zależność Ca^{2+} — HCO_3^- (odpowiednio 0,61 i 0,64), można wnioskować, że twardość ogólna w tych wodach jest głównie efektem rozpuszczonego węglanu wapnia ($CaCO_3$). Można stwierdzić, że geneza jonu wapniowego w omawianych wodach w największym stopniu wiąże się z procesami rozpuszczania wapieni jury górnej (współczynnik determinacji $> 40\%$). Trzeba jednak pamiętać, że w warunkach w pełni wykształconego krasu, bez wyraźnego wpływu antropopresji, związek korelacyjny Ca^{2+} — HCO_3^- jest dużo wyższy niż stwierdzony w obszarze Olkusz—Zawiercie i wynosi powyżej 0,9 (zob. m.in. Bakalowicz, 1979; Martin, 1991).



Ryc. 51. Liniowa zależność pomiędzy zawartością sodu (Na^+) i chlorków (Cl^-) w wodach źródeł w Kluczach I (A) i Kluczach II (B)

Fig. 51. Linear relationship between sodium (Na^+) and chlorides (Cl^-) in water of Klucze I (A) and Klucze II (B) springs

leżą w centralnej części Kluczy i są narażone na zanieczyszczenia antropogeniczne (głównie ścieki z gospodarstw domowych). Stąd obecność sodu w wodach podziemnych tej miejscowości można wiązać z NaCl pochodzącym ze ścieków komunalnych.

Jednym z najbardziej dyskusyjnych problemów hydrochemicznych zbiornika jury górnej jest pochodzenie siarczanów (SO_4^{2-}). Zagadnienie to ma jednak większe znaczenie i dotyczy obszarów krasowych w ogóle. Jak to zostało przedstawione na ryc. 27, zawartość siarczanów w wodach podziemnych obszaru Olkusz—Zawiercie jest wysoka, a w północnej części tego obszaru są one jednymi z dominujących w składzie jonowym (typ HCO_3^- — Ca^{2+} — SO_4^{2-}) (zob. też tab. 4). Zdaniem M. Markowicz-Łohinowicz (1968), wysoka koncentracja siarczanów w wodach źródeł Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej jest wynikiem infiltracji zanieczyszczonych opadów atmosferycznych. Zgodnie z wynikami przeprowadzonych w ostatnich latach szczegółowych badań nad chemizmem opadów atmosferycznych Wyżyny Śląsko-Krakowskiej można zaobserwować faktycznie wysokie stężenia jonów siarczanowych w opadach (tab. 9) (Błasiak, 1989; Zajac i in., 1990; Leśniok, 1992; Leśniok, Partyka, 1993). Na podstawie poglądów M. Bakalowicza (1979) geneza jonów siarczanowych może być związana z aktywnością biologiczną w glebie, w przypadku gdy istnieje ich

Związek korelacyjny zawartości sodu i potasu z innymi właściwościami chemicznymi i fizycznymi badano wyłącznie dla źródeł w Ryczówku II i w Kluczach I i II. Najbardziej istotną cechą tych zależności jest występowanie wyraźnej korelacji między zawartościami obu jonów (0,77, 0,74 i 0,52). Można więc sądzić, że zmienność zawartości obu jonów podlega tym samym prawidłom. Jak to zostało stwierdzone wyżej, głównym naturalnym źródłem sodu i potasu w wodach są produkty wietrzenia skał występujące w osadach wypełniających formy krasowe strefy epikrasowej oraz w glebie. W wodach źródeł w Kluczach również wykryto wyraźny związek korelacyjny zawartości sodu i chlorków (I — $r = 0,62$, II — $r = 0,60$) (ryc. 51). Oba źródła

Tabela 9

Odczyn (pH) i skład jonowy opadów atmosferycznych w Ryczówku i Ojcowie

Table 9

Reaction (pH) and ion composition of rain water in Ryczówek and Ojciec

Data (Date)	pH	Ca ²⁺ [mv/l]	Mg ²⁺ [mv/l]	Na ⁺ + K ⁺ [mv/l]	HCO ₃ ⁻ [mv/l]	SO ₄ ²⁻ [mv/l]	Cl ⁻ [mv/l]	NO ₃ ⁻ [mv/l]
27.11.1988	5,7	1,34	0,16	0,10	0,45	0,74	0,29	0,12
11.12.1988	5,7	0,68	0,14	0,04	0,05	0,66	0,09	0,06
12.12.1988	4,3	0,40	0,05	0,02	0,05	0,25	0,12	0,05
24.12.1988	4,4	0,24	0,02	0,04	0,05	0,06	0,14	0,06
09.01.1989	5,7	0,86	0,06	0,03	0,10	0,50	0,29	0,06
26.02.1989	6,1	0,34	0,08	0,03	0,05	0,21	0,10	0,09
05.04.1989	7,4	1,60	0,06	0,06	0,55	0,61	0,24	0,32
1987*	4,9	0,09	0,03	0,02		0,31	0,07	0,03
1988*	5,1	0,11	0,03	0,02		0,26	0,09	0,02

* Dane dla Ojcowia według K. P. Zająca i in., 1990.

* Data from Ojciec after K. P. Zając et al., 1990.

wyraźna, dodatnia korelacja z zawartością chlorków oraz/lub ujemna z temperaturą wody. Sytuację taką możemy obserwować w obszarze Olkusz—Zawiercie w źródle w Świnioszce. Wyraźna korelacja SO_4^{2-} — temperatura wody wynosi $-0,80$. Najwyższa dodatnia korelacja występuje tu w związku siarczanów z odczynem wody (pH). Źródło to ma jednocześnie „najczystsze”, najbardziej naturalne wody w całym omawianym obszarze. Dla źródła o najmocniej przekształconym składzie chemicznym wody (Kromolów) zawartość siarczanów jest w ujemnej relacji zarówno do pH wody ($-0,84$), jak i zawartości wapnia ($-0,66$). Stąd stężenie siarczanów jest tu tym wyższe, im mniej zasadowe jest środowisko wód podziemnych i mniejsze stężenie jonów wapnia. Na tej podstawie można sądzić, że w tak silnie przekształconych antropogenicznie wodach geneza siarczanów jest bardziej złożona przy dużym, a nawet bardzo dużym udziale jonów SO_4^{2-} pochodzących z opadów atmosferycznych i nawożenia. W pozostałych wybranych źródłach zależność siarczanów od innych właściwości fizycznych i chemicznych wody jest bardziej złożona i może świadczyć o równie złożonej genezie tego jonu w wodach podziemnych jury górnej.

Wyraźna korelacja występująca między jonami SO_4^{2-} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} i twardością ogólną w niektórych źródłach wskazuje, że obok węglanów wapnia również siarczany wapnia mają znaczny udział w twardości ogólnej tych wód. Dla Bzowa najbardziej wyraźna korelacja zachodzi między SO_4^{2-} — TH: $r = 0,82$; SO_4^{2-} — Ca^{2+} : $r = 0,77$. Jest ona jednocześnie

wyższa niż zależność $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$ czy też $\text{TH} - \text{HCO}_3^-$ (odpowiednio 0,67, 0,61). Podobnie wyraźna korelacja występuje w wodach źródła w Ryczówku I (0,75, 0,70).

O pochodzeniu SO_4^{2-} z głębszych części zbiornika i związku tego jonu z procesami rozpuszczania skał podłoża może świadczyć ujemna wartość współczynnika korelacji dla zależności $\text{SO}_4^{2-} - Q$ w źródle Ryczówek II. Wraz ze spadkiem wydajności rośnie zawartość siarczanów w wodzie tego źródła.

W celu bardziej szczegółowego przeanalizowania genezy składu chemicznego wód podziemnych jury górnej oraz powiązania zmian tego składu z wpływem różnych czynników hydrologicznych i środowiskowych (związek z sezonowością zjawisk hydrologicznych, wpływ opadów atmosferycznych i roztopów) przeprowadzono specjalne studia hydrochemiczne dla źródła w Ryczówku II. Wpływ pojedynczego opadu deszczu na chemizm wód podziemnych widać na przykładzie krótkookresowej zmienności właściwości chemicznych i cech fizycznych w dniach 14—17.06.1990 oraz po opadzie — w dniu 8.06.1990 (24,1 mm). Wcześniejsze opady deszczu w dniach 24—25.05.1990 (14,3 i 25,2 mm) też mogły mieć wpływ na zmiany właściwości wód w źródle, jakie zaobserwowano w połowie czerwca (ryc. 43). Reakcją na dopływ wód opadowych do zbiornika były zmiany zawartości prawie wszystkich elementów składu chemicznego (wyjątek stanowi zawartość potasu). Zawartość chlorków uległa najmniejszym zmianom (ryc. 44). Zanotowano jedynie niewielki wzrost ich stężenia mieszczący się w granicach dokładności pomiaru. Natomiast pozostałe jony ze względu na reakcję na opad można podzielić na dwie grupy. Pierwsza z nich obejmuje Ca^{2+} i HCO_3^- oraz związaną z nimi twardość ogólną (TH), które pod wpływem dopływu wód opadowych zareagowały gwałtownym spadkiem zawartości (ryc. 44). Dla wapnia spadek wyniósł około 0,3 mv/l (6 mg/l), a dla wodorowęglanów powyżej 0,1 mv/l (> 6 mg/l). Druga grupa obejmuje Na^+ , SO_4^{2-} i NO_3^- , których zawartość wyraźnie wzrosła pod wpływem omawianego opadu atmosferycznego (odpowiednio o 0,02 mv/l—0,45 mg/l, 0,4 mv/l—19 mg/l, 0,08 mv/l—5 mg/l) (ryc. 44). Najbardziej charakterystyczny jest duży wzrost stężenia siarczanów, których maksymalna wartość w czasie reakcji na opad w dniu 8.06.1990 nie została uchwycona pomiarami (max. po 17.06.1990).

Spadek zawartości jonów wapnia, wodorowęglanów oraz twardości ogólnej w czasie reakcji odpływu ze zbiornika na opad deszczu jest powszechnie znanym zjawiskiem w obszarach krasu węglanowego związanym z odpływem wód słabiej nasyconych produktami rozpuszczania skał (zob. ryc. 35). Natomiast wzrost zawartości takich elementów, jak siarczany, azotany i sól jest wyraźnie związany z dostarczaniem do zbiornika wraz z opadem deszczu zanieczyszczeń antropogenicznych. Dowodzą tego wspomniane już wyżej właściwości chemiczne opadów w Ryczówku oraz Ojcowie (tab. 9).

Silne zanieczyszczenie wód opadowych obszaru Olkusz—Zawiercie można wiązać z sąsiedztwem GOP-u oraz obecnością dużych emitorów zanieczyszczeń w jego bezpośredniej bliskości. Przy przeważającej cyrkulacji powietrza z kierunków W i SW (tab. 10) większość zanieczyszczeń w opadach pochodzi właśnie z tych terenów (Dworak, Czubak, 1990; Leśniok, Partyka, 1993). Nie bez znaczenia są zanieczyszczenia z rejonu Krakowa (18,4% wiatrów z kierunku E). Jednym z istotnych elementów antropogenicznego przekształcenia składu chemicznego wód podziemnych jury górnej nie związanego bezpośrednio z opadami atmosferycznymi, lecz zależnego od kierunków napływu mas powietrza jest zanieczyszczenie pyłowe atmosfery. W tab. 11 zestawiono największe emitory pyłów w sąsiedztwie obszaru

Tabela 10

Częstotliwość występowania wiatrów w stacji meteorologicznej w Olewinie koło Olszusa

Table 10

Frequency of wind directions in meteorological station in Olewin near Olsusz

Kierunek wiatru (Wind direction)	W	E	S	N	NW	SE	SW	NE	Cisza (Calm)
[%]	19,3	18,4	7,7	4,8	6,8	5,8	9,6	2,9	24,7

Tabela 11

Zestawienie największych emitorów zanieczyszczeń pyłowych i gazowych w sąsiedztwie obszaru Olkusz—Zawiercie (na podstawie obrazu satelitarnego LANDSAT z 24.10.1978)

Table 11

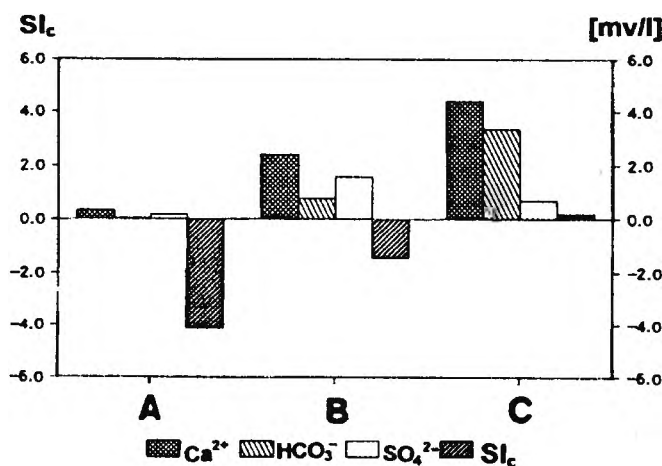
The list of largest emission sites of dust and gaseous pollutions in the vicinity of Olkusz—Zawiercie region (based on LANDSAT satellite image from 24.10.1978)

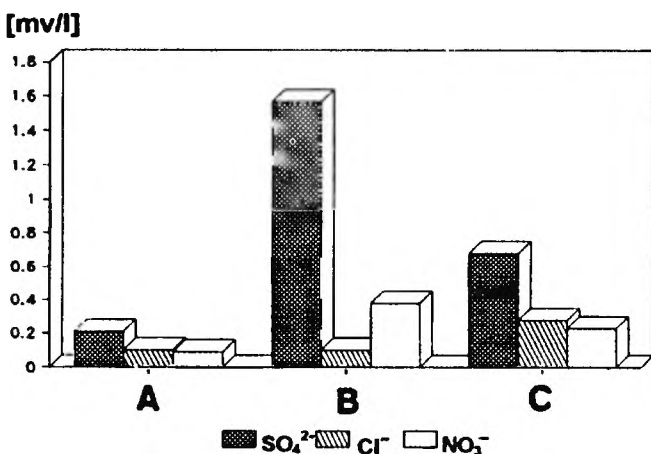
Emitor (Emission site)	Zasięg (Range) [km]	Kierunek propagacji (Direction of radiation)	Przeciętna szerokość smugi (Mean trail width) [km]
Elektrownia „Jaworzno”	62	NE—E	3
Klucze	15	NE—E	1
Olsusz	38	NE—E	2
Elektrownia „Siersza”	52	ENE	2
Chrzanów	80	ENE	1
Trzebinia	75	ENE	1,5
Zakłady Chemiczne Oświęcim	130	ENE	3,5
Krzyszowice	45	ENE	1

Źródło: według Z. Dworaka i J. Czubaka, 1990.
Source: after Z. Dworak & J. Czubak, 1990.

Olkusz—Zawiercie, których smugi dymów przechodzą ponad tym obszarem. Biorąc pod uwagę rozmieszczenie głównych emitorów zanieczyszczeń przemysłowych (na W, SW i S) i przeważające kierunki wiatrów w ciągu roku obszar ten przez ponad 70 dni w roku znajduje się pod wpływem pochodzących z nich zanieczyszczeń atmosfery. Ponieważ są to głównie emitory związane z przemysłem energetycznym, zanieczyszczenia atmosfery i opadów zawierają duży udział SO_2 i NO_x będących źródłem jonów siarczanowych i azotanowych w wodach opadowych. Nie bez znaczenia dla wysokich stężeń siarczanów w północnej części obszaru Olkusz—Zawiercie są zanieczyszczenia gazowe i pyłowe cementowni „Wiek” w Ogrodzieńcu. Szczególnie w czasie cisz (ponad 90 dni w roku) zanieczyszczenia te „rozpływają” się w bezpośrednim sąsiedztwie zakładu i mogą być poważnym źródłem zanieczyszczenia siarczanami wód podziemnych (np. źródło w Bzowie czy Kromolowie).

Na ryc. 52 i 53 zestawiono poziom zawartości głównych jonów w wodach opadowych z wodami różnych faz obiegu w masywie. Zestawienie właściwości chemicznych opadów deszczu w Ryczówku z właściwościami wód w strefie epikrasu i źródła w Ryczówku II (okres późnej wiosny 1989 roku) obrazuje wpływ profilu glebowego i strefy epikrasu na przekształcanie składu chemicznego wód podziemnych jury górnej. Wpływ ten przejawia się wzrostem udziału zanieczyszczeń przenikających do wód podziemnych. Infiltrujące wody z opadów deszczu są „wzbogacane” w tej strefie w dodatkowy ładunek jonowy — głównie elementy związane z zanieczyszczeniami pochodzącymi z nawożenia mineralnego (ryc. 52). Najbardziej wyraźny jest wzrost zawartości siarczanów (8-krotny), wapnia (5-krotny) i azotanów (4-krotny) w stosunku do zawartości w opadach.





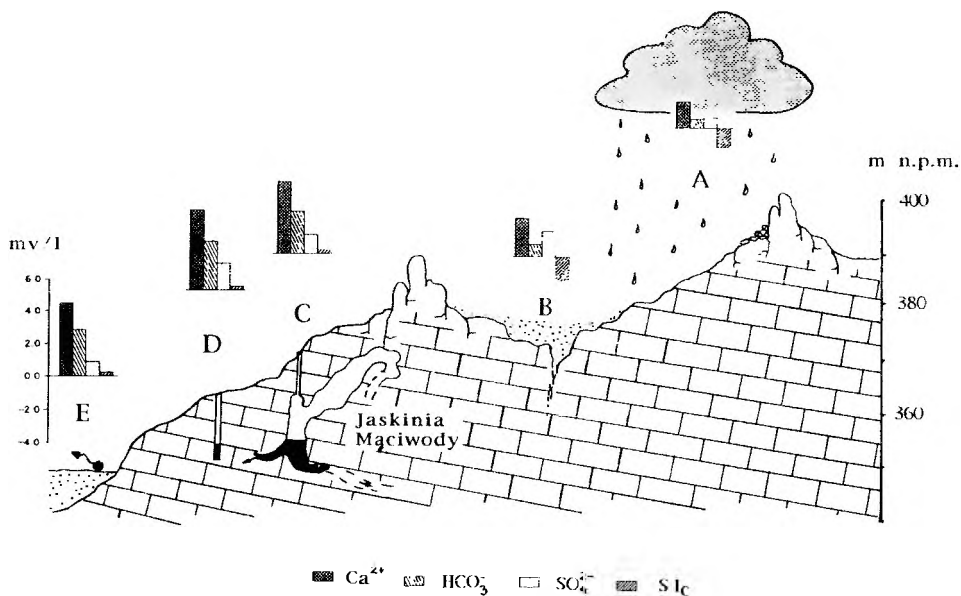
Ryc. 52. Zmiany składu jonowego i wskaźnika nasyconego (SI_c) w profilu badawczym w Ryczówku

A — wody opadowe, B — wody na kontakcie skała—gleba, C — woda źródła w Ryczówku II

Fig. 52. Variability of ion composition and saturation index (SI_c) in investigated profile in Ryczówek

A — rain water, B — water in a contact of rock and soil, C — spring water in Ryczówek II

Na przykładzie systemu źródła w Kluczach I, zbadanego w profilu: opad deszczu — Jaskinia Mąciwody — studnia gospodarska (ul. Poległych 4) — źródło, da się prześledzić wpływ ścieków z gospodarstw domowych na wody podziemne jury górnej. Na podstawie ryc. 53 można stwierdzić, że obok zawartości takich jonów, jak siarczany, wapń i azotany, których wzrost zawartości obserwowano w strefie epikrasu w Ryczówku, w profilu w Kluczach silnie wzrasta również zawartość chlorków. Wzrost ten obserwuje się zarówno w wodzie w Jaskini Mąciwody (jaskinia znajduje się w studni na terenie posiadłości przy ul. Poległych 12), jak i we wspomnianej studni gospodarskiej znajdującej się poniżej. Obecność wyższych stężeń chlorków w tych wodach oraz ich duży związek korelacyjny z zawartością jonów sodu, stwierdzony w wodach źródła w Kluczach I, świadczy o ich pochodzeniu ze ścieków bytowych. W bezpośrednim sąsiedztwie jaskini oraz studni przy ul. Poległych 4 znajdują się nieszczelne zbiorniki na ścieki. Na przedstawionym przykładzie został zobrazowany wpływ punktowego zasilania szczelinami i studniami krasowymi na bezpośrednie, szybkie zanieczyszczenie zbiornika wód podziemnych.



Ryc. 53. Zmiany składu jonowego i wskaźnika nasycenia (SI_e) w profilu jury górnej w Kluczach

A — wody opadowe (w Ryczówku), B — wody na kontakcie skała—gleba (w Ryczówku), C — wody infiltracyjne w Jaskini Mąciwody w Kluczach, D — wody w studni poniżej jaskini przy ul. Poległych 4 w Kluczach, E — wody źródła w Kluczach I

Fig. 53. Variability of ion composition and saturation index (SI_e) in the profile of Upper Jurassic limestones in Klucze

A — rain water (Ryczówek), B — water in a contact of rock and soil, C — percolation water from Mąciwoda Cave, D — water from farm well (Poległych 4, street in Klucze), E — spring water in Klucze I

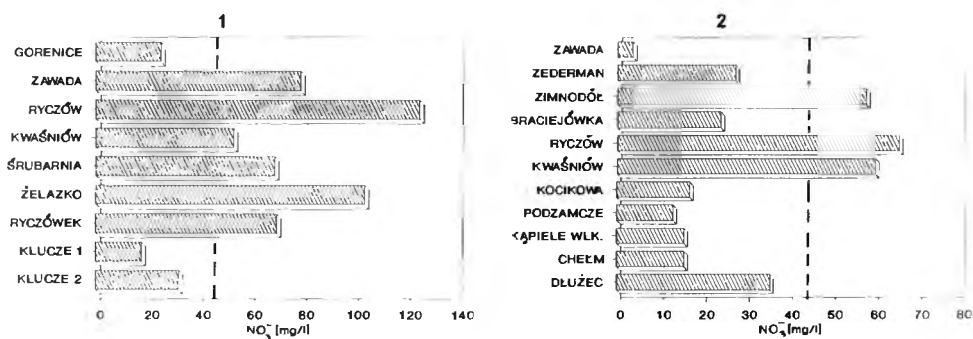
Zanieczyszczenie wód podziemnych zbiornika jury górnej azotanami

Odrębnym problemem związanym z antropogenicznym przekształcaniem składu chemicznego wód podziemnych jury górnej jest zanieczyszczenie tych wód azotanami. Są one prawie wyłącznie efektem antropopresji. Jony azotanowe (NO_3^-), podobnie jak jony azotynowe (NO_2^-) i amonowe (NH_4^+), są wynikiem procesów biodegradacji związków organicznych w środowisku wód podziemnych i świadczą o obecności produktów tej biodegradacji w wodzie. W zależności od warunków środowiska azot może występować w różnych postaciach. Jony amonowe mają związek ze środowiskiem redukcyjnym, natomiast azotyny i azotany bardziej ze środowiskiem utleniającym. Wody podziemne w krasie węglanowym stanowią środowisko silnie utleniające, dlatego amoniak, a nawet azotyny przechodzą w nich szybko w azotany. Jony NO_3^- są końcowym etapem nitrifikacji substancji organicznych i dlatego ich zawartość w wodzie jest dobrym wyznacznikiem zanieczyszczenia antropoge-

nicznego. Wyższe stężenia jonów azotynowych i amonowych mogą świadczyć o bezpośrednim dopływie zanieczyszczeń organicznych do środowiska wód krasowych.

Zanieczyszczenie wód krasowych azotanami jest przede wszystkim problemem praktycznym związanym z możliwością wykorzystywania wód do zaopatrzenia ludności w wodę pitną, ponieważ występuje zagrożenie zachorowalnością na methemoglobinemię, która u niemowląt prowadzi do śmierci (zob. m.in. Krawczyk i in., 1992; Tyc, Opołka-Gądek, 1992). W Polsce dopuszczalna zawartość azotanów w wodzie do picia wynosi 44 mg/l, natomiast Międzynarodowa Organizacja Zdrowia (WHO) podaje 50 mg/l, przy czym okresowo zawartość może być nawet wyższa i maksymalnie wynosić do 100 mg/l (Kreidler, Browning, 1983; Smith, 1993). Trzeba zaznaczyć, że naturalny poziom azotanów, związany wyłącznie z procesami naturalnymi, określa się na poniżej 3 mg/l.

Na ryc. 54 pokazano, jak kształtuje się poziom zawartości azotanów w wodach podziemnych obszaru Olkusz—Zawiercie. Ponieważ jest to obszar



Ryc. 54. Zawartość azotanów w wodach studni gospodarskich (1) i głębinowych (2) obszaru Olkusz—Zawiercie na tle wartości progowej do spożycia (stan w latach 1990—1991)

Fig. 54. Nitrate concentration in water of farm (1) and deep-water (2) wells of the Olkusz—Zawiercie region against a background of recommended limit for drinking water (state for the period of 1990—1991)

z dużym udziałem gruntów ornych w ogólnej powierzchni (tab. 1), ważne źródło azotanów w wodach podziemnych stanowi nawożenie mineralne. Na podstawie przeprowadzonej analizy nawożenia mineralnego (NPK) dla omawianego obszaru można stwierdzić ujemny bilans nawożenia azotowego, świadczący o niedostatku tego składnika w dawkach nawozów (tab. 12; Mazur i in., 1989). Jest to jednak obraz ogólny dostarczający jedynie średnie dla dużych obszarów. Dane dotyczące nawożenia mineralnego na terenie gminy Klucze wykazują duże zróżnicowanie w nawożeniu pomiędzy gospodarstwami indywidualnymi a Rolniczą Spółdzielnią Produkcyjną

Tabela 12

**Bilans nawożenia mineralnego (NPK) w kg/ha w latach 1985—1988
na terenie gmin obszaru Olkusz—Zawiercie**

Table 12

**Balance of fertilization (NPK) in kg/ha
in communes of Olkusz—Zawiercie region in the period of 1985—1988**

Gmina (Commune)	Składniki pokarmowe (NPK) w oborniku i nawozach mineralnych (Nutritive substance (NPK) in stable manure and fertilizers)			Pobranie z plonami (Derived with crop)			Bilans (Balance)		
	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	N	P ₂ O ₅	K ₂ O	N	P ₂ O ₅	K ₂ O
Bukowno	74,1	46,9	66,6	116,7	37,3	136,3	-42,6	+9,6	-69,7
Klucze	94,2	50,7	68,5	122,4	39,3	144,0	-28,2	+11,4	-75,5
Łazy	71,6	48,3	82,6	115,9	39,2	146,0	-44,3	+9,1	-63,4
Ogrodzieniec	97,6	41,5	62,5	129,6	42,3	148,8	-32,0	-0,8	-86,3
Olkusz	83,1	39,4	52,3	114,0	38,6	135,1	-30,9	+0,8	-83,1
Pilica	94,6	54,4	72,1	111,6	38,9	138,6	-17,0	+15,5	-66,5
Wolbrom	69,5	40,7	62,9	119,5	40,3	140,3	-50,0	+0,4	-77,4
Zawiercie	93,0	31,8	45,8	115,8	40,2	144,3	-22,8	-8,4	-98,5
Zespół Jurajskich Parków Krajobrazowych	81,7	46,8	72,1	117,8	39,9	142,9	-36,1	+6,9	-70,8

Źródło: według K. Mazur i in., 1989.

Source: after K. Mazur et al., 1989.

w Krzywopłotach. W latach 1986—1990 używano średnio 180—190 kg/ha NPK w gospodarstwach indywidualnych i 220—240 kg/ha NPK w RSP w Krzywopłotach (dane archiwalne Urzędu Gminy w Kluczach). Innym ważnym elementem przenikania azotanów do wód podziemnych jest rozkład wysiewania nawozów sztucznych w ciągu roku. Wyniki wspomnianych wyżej badań reakcji roztopowej wód wypływających w źródle w Ryczówku II świadczą dobitnie o negatywnych dla wód podziemnych skutkach jesiennego wysiewania nawozów azotowych. Przyjmując, że jesienne wysianie nawozów (w Ryczówku głównie saletry amonowej, saletrazaku i superfosfatu) nakłada się na koniec okresu wegetacji roślin, możemy wyjaśnić pojawianie się wysokich stężeń azotanów w wodach źródeł podczas roztopów (zarówno wiosennych, jak i odwilży śródzimowych) (zob. ryc. 36 oraz tab 6). Zjawiska wyraźnego wzrostu zawartości azotanów nie obserwuje się po wiosennym wysianiu nawozów, kiedy zasadnicza część składników mineralnych może być przyswojona przez rozwijające się rośliny.

W obrębie zabudowy wiejskiej obszaru Olkusz—Zawiercie dochodzi dodatkowo do zanieczyszczania wód podziemnych azotanami pochodzącymi ze ścieków i gnojowicy. Świadczą o tym wysokie zawartości azotanów w wodach studni gospodarskich całego obszaru oraz wzrost tej zawartości w wodzie w Jaskini Mąciwody i studni znajdującej się poniżej w Kluczach (ryc. 53, 54). Znaczącym źródłem azotanów są też zanieczyszczone opady atmosferyczne dostarczające ładunku tego jonu bez względu na rodzaj zagospodarowania terenu w omawianym obszarze (tab. 9).

Geomorfologiczne konsekwencje wpływu antropopresji na procesy krasowe w obszarze Olkusz—Zawiercie

Procesy rozpuszczania skał węglanowych w warunkach silnej antropopresji obszaru Olkusz—Zawiercie

Jednym z głównych zagadnień związanych z poznaniem przebiegu procesów krasowych jest jakościowe lub ilościowe określenie ich intensywności oraz stwierdzenie efektów geomorfologicznych. Wśród jakościowych metod badania procesów krasowych należy wyróżnić metody określania agresywności węglanowej wód w różnych fazach obiegu wody w masywie krasowym, a przede wszystkim w punktach wypływu z tego masywu — w źródłach (końcowy etap obiegu). Ilościowe badanie procesów krasowych zmierza głównie do określenia wielkości (objętości lub warstwy) rozpuszczonej skały odprowadzonej poza masyw krasowy. Polega ono na wyliczeniu wskaźników denudacji chemicznej lub spływu jonowego dla obszaru krasowego.

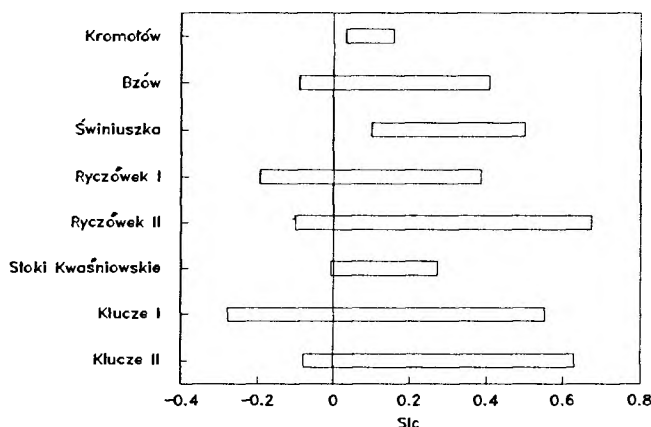
Agresywność węglanowa wód podziemnych

Agresywność węglanowa wód jest to zdolność do rozpuszczenia określonej ilości węglanu wapnia lub magnezu. Ilość ta jest ściśle określona granicą nasycenia roztworu zależną od zawartości wolnego CO_2 , stężenia jonów wodorowych (pH) i temperatury roztworu.

Teoretyczną miarą stanu równowagi układu skała—woda—powietrze, a przez to również agresywności wody w stosunku do skały węglanowej jest tzw. wskaźnik nasycenia wobec kalcytu (SI_c) oraz dolomitu (SI_d). Stan nasycenia wody wobec tych minerałów określa się na podstawie uzyskanych w analizie chemicznej wody zawartości wapnia (Ca^{2+}), magnezu (Mg^{3+}), wodorowęglanów (HCO_3^-), oraz zmierzonego bezpośrednio w terenie pH. Szczegóły dotyczące sposobu obliczania wskaźnika nasycenia zostały przedstawione w pracach W. B. White'a (White, 1988; White, White, 1989), a w polskiej literaturze określone ostatnio przez W. E. Krawczyk i J. Opołkę (1992). Wskaźnik nasycenia wobec dolomitu (SI_d) uwzględnia obecność w roztworze jonów magnezu pochodzących z rozpuszczania tego minerału. W przypadku gdy $SI_c = 0$, woda jest w równowadze w stosunku do kalcytu, natomiast gdy $SI_c < 0$, oznacza to, że wobec kalcytu woda jest agresywna, a gdy $SI_c > 0$ — jest przesycona węglanem wapnia. Podobnie jest w przypadku dolomitu.

Jakościowo określić stopień agresywności węglanowej wód krasowych da się również z diagramów przedstawiających teoretyczną lub wyznaczoną eksperymentalnie „drogę” wzrostu zawartości $CaCO_3$ w wodzie do momentu uzyskania stanu równowagi układu skała—woda—powietrze. Większość zaproponowanych rozwiązań graficznych tego problemu dotyczy warunków układu zamkniętego, czyli takiego, w którym rozpuszczanie przebiega do momentu wyczerpania się pierwotnej ilości wolnego CO_2 (np. diagram zaproponowany przez H. Roquesa, zob. Markowicz, Pulina, 1979; Pulina, 1992). Z uwagi na fakt, że w krasie węglanowym warunki układu zamkniętego panują jedynie w głębszych partiach strefy freatycznej, bliższe faktycznym warunkom panującym w zbiorniku krasowym są diagramy konstruowane dla układu otwartego. W tym przypadku bierze się pod uwagę możliwość dopływu agresywnego CO_2 do układu w różnych fazach obiegu wody. W pracy wykorzystano diagram Tillmansa—Trombe'a, w modyfikacji Muxart—Puliny, pozwalający określić stopień agresywności węglanowej na podstawie pH roztworu, jego temperatury oraz zawartości $CaCO_3$ (biorąc pod uwagę Ca^{2+}) lub TAC wyliczonego z zasadowości ogólnej ($5\ TAC = 1\ \text{mv/l}\ HCO_3^- + CO_3^{2-} + \dots$) (Pulina, 1992).

Na ryc. 55 przedstawiono agresywność wód serii węglanowej jury górnej wyrażoną wskaźnikiem nasycenia wobec kalcytu (SI_c). Z pomiarów w różnych sezonach hydrologicznych wyznaczono zakres tej agresywności dla wód opuszczających zbiornik. Dla wszystkich zbadanych źródeł wskaźnik nasycenia wobec kalcytu mieści się w granicach od 0,278 (źródło w Kluczach I w kwietniu 1989 roku) do 0,673 (źródło w Ryczówku II w listopadzie 1990 roku). Przebieg zmian agresywności wód źródeł w Ryczówku II i w Kluczach (I i II) w latach 1989—1990 ilustruje ryc. 56. W 1989 roku, charakteryzującym się niskimi wydajnościami źródeł, wody były przesycone w stosunku do kalcytu



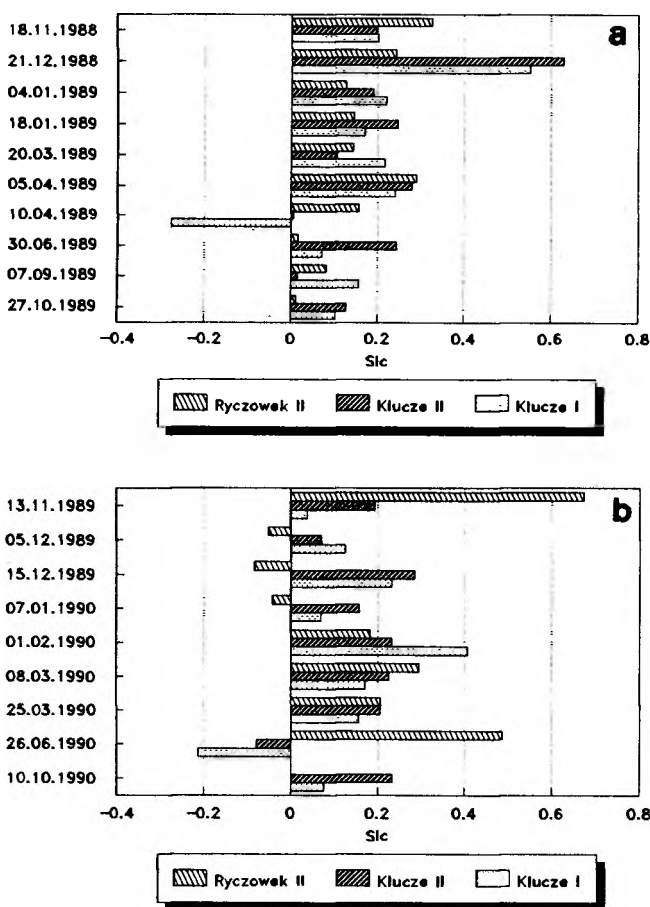
Ryc. 55. Zakres zmienności wskaźnika nasycenia (SI_c) wód źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie w latach 1988—1992

Fig. 55. Range of the saturation index variability (SI_c) for water of the Olkusz—Zawiercie region in the period of 1988—1992

($SI_c > 0$) w prawie całym cyklu hydrologicznym. Wyjątek stanowiły agresywne wody źródła w Kłuczach I na wiosnę 1989 roku. W końcu tego roku wody omawianych źródeł zbliżały się do stanu równowagi. W grudniu i styczniu następnego roku hydrologicznego agresywne wobec kalcytu były wody w Ryczówku II, natomiast w czerwcu 1990 roku po gwałtownych opadach ujemne wartości SI_c zaobserwowano w źródłach Kłucze I i II. Stopień agresywności wód podziemnych jury górnej wyrażony wskaźnikiem nasycenia ma wyraźny związek z reżimem hydrologicznym i hydrochemicznym poszczególnych źródeł i obrazuje organizację systemu cyrkulacji podziemnej. Źródła o najbardziej zmiennym reżimie stanowią ujście kanałowych przepływów podziemnych i stąd mają wody okresowo silniej agresywne (np. Kłucze I i Ryczówek I). Natomiast źródła mało zmienne i stałe (np. Ryczówek II i Kłucze II) odwadniają systemy o cyrkulacji rozproszonej kanałowej lub rozproszonej i dlatego wskaźniki nasycenia ich wód są wyraźnie wyższe w czasie całego cyklu hydrologicznego. Jedynie w okresach wezbrań mogą czasowo posiadać wody słaboagresywne (ryc. 55 i 56). Okresy ujemnych wartości wskaźnika nasycenia są jednocześnie okresami szybkich przepływów w zbiorniku (wezbrania roztopowe i opadowe), kiedy woda ma zbyt krótki kontakt ze skałą, by dojść do stanu równowagi układu. W obszarach krasowych przykrytych osadami lub pokrywą glebową obserwuje się zjawisko przemieszczania się frontu kwaśnego środowiska w głąb profilu glebowego po opadach (Trudgill, 1985) (ryc. 57). W obszarze Olkusz—Zawiercie obserwuje się także wyraźne obniżenie wartości pH w wodach opuszczających zbiornik krasowy w czasie roztopów (ryc. 58). Ponadto pewne znaczenie może mieć silniejsze w tych

okresach zanieczyszczenie wód. Zjawisko to dobrze ilustruje przebieg zmienności sezonowej pH na tle zmian twardości ogólnej wody w źródle w Ryczówku II (ryc. 34). Widoczny jest efekt rozcieńczania i wzrostu agresywności w czasie zasilania opadami atmosferycznymi oraz efekt wzrostu wielkości twardości ogólnej przy spadku pH (wzroście kwasowości środowiska) w czasie zasilania roztopowego („efekt roztopowy”).

Charakterystyczny jest wyższy, dodatni poziom wskaźnika nasycenia wód podziemnych serii węglanowej triasu (wody dopływające do kopalń i w źródłach) świadczący o przesyleniu tych wód wobec kalcytu. Wody dopływające do kopalń rud cynku i ołowiu rejonu olkuskiego są przesycone



Ryc. 56. Zmiany wskaźnika nasycenia (SI_c) wód źródeł w Ryczówku i w Kluczach w latach 1989—1990

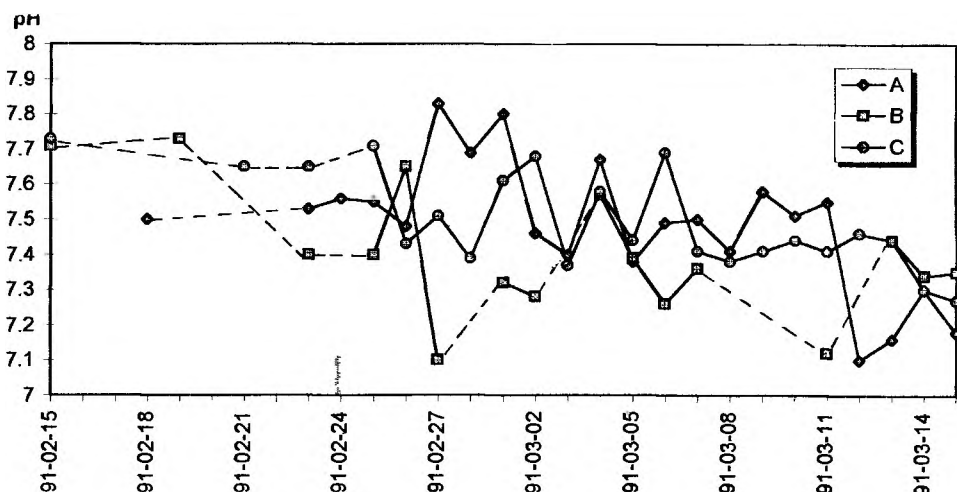
Fig. 56. Saturation index variation (SI_c) for water of springs in Ryczówek and Klucze in the period of 1989—1990



Ryc. 57. Model zakwaszania środowiska glebowego oraz kontaktu skała—gleba po intensywnych opadach deszczu (oraz w czasie roztopów) (wg S. T. Trudgilla, 1985)

Fig. 57. Model of acidifying of soil environment and a rock-soil contact after heavy rainfall (and during thaw flushing) (after S. T. Trudgill, 1985)

1 — moisturising phase, 2 — drying phase, 3 — low rainfall, 4 — heavy rainfall, 5 — extent of pH 7,0, 6 — acid zone, 7 — alkaline zone, 8 — acidifying, 9 — limestone corrosion, 10 — suspension, 11 — soil profile



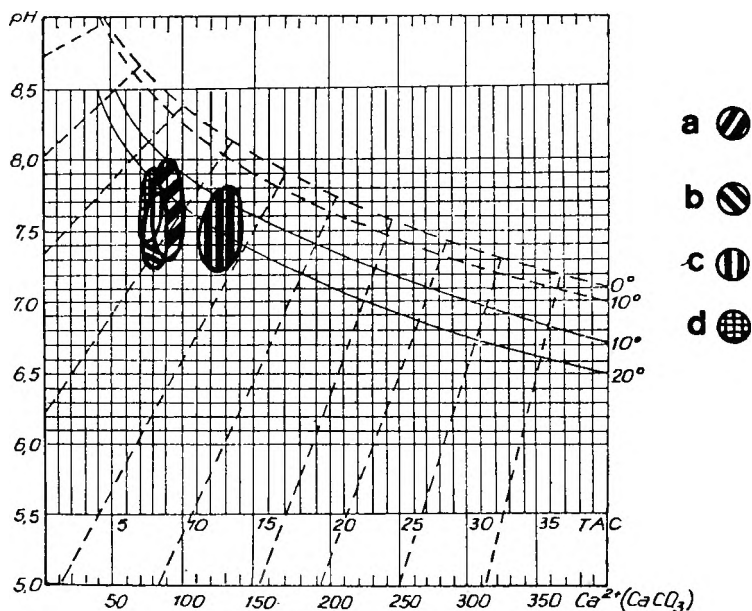
węglanami, z wyjątkiem wód silnie zanieczyszczonych głównie siarczanami. Stan nasycenia wód podziemnych serii węglanowej triasu można tłumaczyć dłuższymi drogami cyrkulacji, a przez to również dłuższym kontaktem ze skałą. Ponadto, obok zwykłej korozji krasowej wywołanej wodami meteorycznymi (opadowe i roztopowe) w zbiorniku triasowym, wykształconym w obrębie drugiego poziomu wodonośnego, może zachodzić proces korozji w wyniku mieszania się różnego typu wód oraz utleniania siarczków Zn i Pb.

Podobny obraz agresywności węglanowej wód odpływających ze zbiornika triasowego i jury górnej uzyskano na diagramie Tillmansa—Trombe'a, w modyfikacji Muxart—Puliny, z zastosowaniem wykresu zawartości CaCO_3 dla odpowiednich wartości pH (ryc. 59). Szczególnie wyraźnie przesycone wody mają w tym ujęciu źródła w Kromoławie, Bzowie i Kluczach II. Jednocześnie w omawianym okresie wody tych źródeł nie były nigdy agresywne w stosunku do kalcytu, czyli nieco inaczej niż w przypadku SI_c (por. ryc. 55). Ta rozbieżność może wynikać z kilku powodów. Najważniejszym z nich jest sposób określania agresywności węglanowej — na podstawie zawartości Ca^{2+} w wodzie w przypadku metody graficznej — podczas gdy do obliczenia wskaźnika nasycenia wykorzystuje się bardziej złożone zależności pomiędzy jonami pochodzącymi z rozpuszczania (Ca^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-}) i innymi elementami roztworu. Z rozważań przeprowadzonych w poprzednim rozdziale wynika bowiem, że wapń w wodach podziemnych jury górnej może pochodzić nie tylko z rozpuszczania skał węglanowych, lecz także z soli wapnia w zanieczyszczeniach antropogenicznych w strefie epikrasu i w glebie. W związku z tym przedstawione na wykresie Tillmansa—Trombe'a zmiany agresywności węglanowej zawierają błąd szacowania faktycznej zawartości CaCO_3 pochodzącej z procesu krasowienia. Dotyczy to szczególnie wód silnie zanieczyszczonych o podwyższonej zawartości Ca^{2+} (Kromołów, Bzów, Klucze II). Przedstawiony na ryc. 59 obraz „sztucznej” agresywności węglanowej nie daje jednak odpowiedzi na zasadnicze pytanie dotyczące wzmożenia lub osłabienia intensywności procesów krasowych w wyniku antropopresji.

Innym podejściem do jakościowego zbadania agresywności węglanowej wód krasowych jest wykorzystanie zasadowości ogólnej w diagramie Tillmansa—Trombe'a. W efekcie zestawienia na tym diagramie wartości dla wód opuszczających zbiornik jury górnej otrzymano obraz odmienny niż w obu powyższych metodach. Wody wszystkich omawianych w pracy źródeł przez

Ryc. 58. Zmiany wartości pH wody w źródłach w Ryczówku II (A), Kluczach I (B) i Kluczach II (C) w czasie wezbrania roztopowego w 1991 roku. Zaznaczono moment maksymalnej wydajności w Ryczówku II

Fig. 58. Variation of pH in spring water in Ryczówek II (A), Klucze I (B) and Klucze II (C) during thaw flushing of 1991. Maximum discharge in Ryczówek II spring has been marked



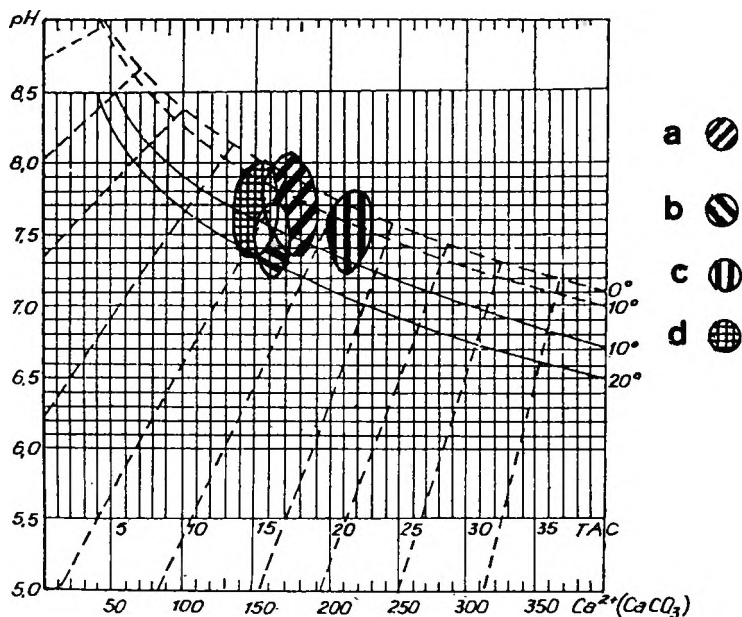
Ryc. 59. Agresywność węglanowa wód wybranych źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie na wykresie Tillmansa—Trombe'a w modyfikacji Muxart—Puliny określona na podstawie relacji pH— CaCO_3 , gdzie CaCO_3 wyliczone z zawartości Ca^{2+} (linia ciągła dla 10°C)

a — Ryczówek II, b — Ryczówek I, c — Klucze II, d — Klucze I

Fig. 59. Carbonate aggressivity of water in selected springs of the Olkusz—Zawiercie region presented on Tillmans—Trombe diagram in modification of Muxart—Pulina calculated from pH— CaCO_3 relation, where CaCO_3 is estimated from Ca^{2+} concentration (line for 10°C)

a — Ryczówek II, b — Ryczówek I, c — Klucze II, d — Klucze I

większość okresu prowadzonych badań były agresywne wobec kalcytu (ryc. 60). Jedynie w kilku przypadkach odnotowano stan przesylenia węglanami (Świniuszka, Ryczówek II, Klucze II). Źródła o reżimie hydrologicznym i hydrochemicznym świadczącym o rozproszonym systemie cyrkulacji mają wody znajdujące się przez cały czas w pobliżu granicy nasycenia (bliskie stanu równowagi) (ryc. 60). Zdecydowana większość zbadanych wód podziemnych serii węglanowej triasu jest przesycona węglanami (podobnie jak w przypadku SI_c). Uwzględniając przedstawione wyżej uwagi (udział Ca^{2+} spoza układu skała—woda—powietrze) należy stwierdzić, że wykorzystanie TAC w diagramie Tillmansa—Trombe'a do analizy stanu równowagi węglanowej wód podziemnych w obszarach silnie przekształconych antropogenicznie daje bardziej realny obraz procesów zachodzących w zbiorniku. Jednocześnie analiza wyników obu metod (Ca^{2+} i TAC) pozwala porównać stopień przekształcenia procesów krasowych czynnikami antropogenicznymi.



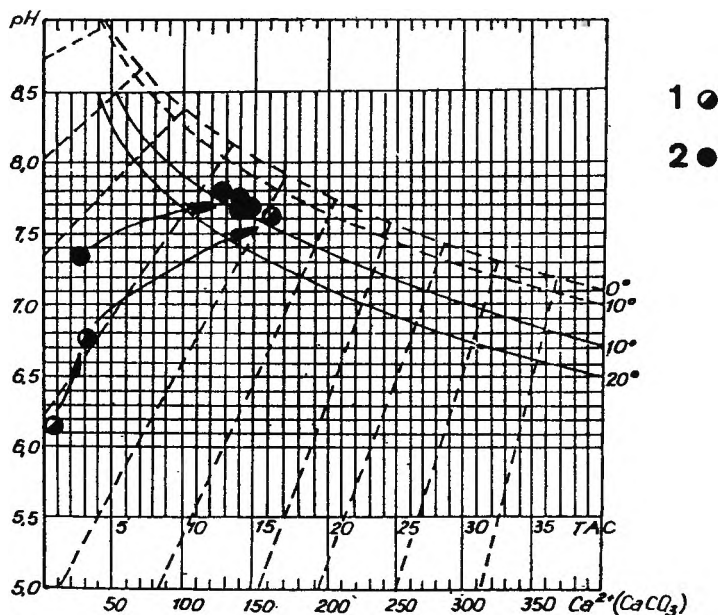
Ryc. 60. Agresywność węglanowa wód wybranych źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie na wykresie Tillmansa—Trombe'a w modyfikacji Muxart—Puliny określona na podstawie relacji pH-TAC, gdzie TAC wyliczone z zawartości HCO_3^- (linia przerywana dla 10°C)

a — Ryczówek II, b — Ryczówek I, c — Klucze II, d — Klucze I

Fig. 60. Carbonate aggressivity of water in selected springs of the Olkusz—Zawiercie region presented on Tillmans—Trombe diagram in modification of Muxart—Pulina calculated from pH-TAC relation, where TAC is estimated from HCO_3^- concentration (dashed line for 10°C)

a — Ryczówek II, b — Ryczówek I, c — Klucze II, d — Klucze I

W celu pełniejszego zilustrowania przebiegu procesów krasowych w obszarze Olkusz—Zawiercie na ryc. 52 i 53 oraz na ryc. 61 przedstawiono zmiany agresywności wód w różnych fazach obiegu w masywie krasowym (profil w Kluczach i Ryczówku). W systemie źródła w Kluczach I (profil: opad deszczu — Jaskinia Mąciwody — studnia gospodarska — źródło) można zauważyć brak zmian agresywności węglanowej na różnych etapach tego obiegu wewnątrz masywu skalnego. Ma to miejsce pomimo zmian właściwości chemicznych, głównie zawartości jonów pochodzących z zanieczyszczeń (ryc. 53 i 61). Jednocześnie na przykładzie systemu źródła w Ryczówku II (profil: opad — profil glebowy — źródło) można zaobserwować duży udział strefy kontaktu gleba—skała w procesie krasowienia (ryc. 52). Zdaniem wielu autorów właśnie ta strefa ma największe znaczenie dla wielkości rozpuszczonych skał wynoszonych z obszarów krasowych (Smith, Atkinson, Drew, 1976). Oddziaływanie soli z nawozów sztucznych na agresywność



Ryc. 61. Zmiany agresywności węglanowej wód w profilu w Ryczówku (1) i Kluczach (2) na wykresie Tillmansa—Trombe'a, w modyfikacji Muxart—Puliny, określone na podstawie relacji pH-TAC (linia przerywana dla 10°C)

Fig. 61. Carbonate aggressivity variations in water in profile of Ryczówek (1) and Klucze (2) presented on Tillmans—Trombe diagram in modification of Muxart—Pulina calculated from pH-TAC relation (dashed line for 10°C)

wód w tej strefie w warunkach laboratoryjnych stwierdził P. Manojlović (1989).

Istniejąca liniowa relacja pomiędzy wartością wskaźnika nasycenia i stężeniem jonów wodorowych w wodach krasowych pozwala na przeprowadzenie dodatkowych rozważań dotyczących stanu równowagi węglanowej w wodach podziemnych obszaru Olkusz—Zawiercie. Zgodnie z poglądami W. B. White'a (1988):

$$\Delta \text{pH} = -1/2 \text{SI}_c$$

gdzie

$$\Delta \text{pH} = \text{pH (równowagi)} - \text{pH (zmierzone)}.$$

Wychodząc z takiego założenia można określić, dla jakich wartości odczynu wody w źródle układ skała—woda—powietrze znajduje się w równowadze. Dla niektórych źródeł jest to wyłącznie wartość teoretyczna z uwagi na obecność dodatniego SI_c w całym okresie prowadzonych badań (wody

są przesycone). Wartość pH równowagi dla omawianych w pracy ośmiu źródeł przedstawia ryc. 62. Wody źródeł w Świniuszcze (c), Kluczach I (g), Stokach Kwaśniowskich (f), Ryczówku I (d) i II (e) osiągają równowagę węglanową przy pH 7,3—7,5. Drugą grupę stanowią źródła w Kromolowie (a), Bzowie (b) i Kluczach II (h), których wody są w równowadze przy dużo niższym pH (7,1—7,2). Ten podział źródeł przypomina wyniki klasyfikacji hydrochemicznej przedstawionej na podstawie analizy cluster na ryc. 31. Warto przypomnieć, że klasyfikacja ta odpowiada zróżnicowaniu stopnia zanieczyszczenia wód źródłanych. Wody źródeł w Kromolowie, Bzowie i Kluczach II należą do najbardziej przekształconych antropogenicznie. Wynika stąd, że pod wpływem antropopresji obniża się wartość stężenia jonów wodorowych, przy której wody mogą się znaleźć w równowadze węglanowej. Na tej podstawie można wnosić o wpływie antropopresji na intensywność procesów krasowienia w omawianym obszarze.

Pewnego wyjaśnienia wymaga jeszcze problem depozycji CaCO_3 w obszarze Olkusz—Zawiercie. Z przeprowadzonych pod tym kątem obserwacji wynika, że proces wytrącania węglanu wapnia z roztworów opuszczających masyw krasowy nie występuje. W jaskiniach znajdujących się na omawianym obszarze widać ślady współczesnego powstawania nacieków typu mleka wapiennego, jednak są one sporadyczne. Obecność drobnego osadu węglanowego stwierdzono na dnie mis stawów hodowlanych w strefie źródeł w Stokach Kwaśniowskich. Odpływ wód z tych źródeł jest jednak wyjątkowy wśród omawianych wypływów obszaru Olkusz—Zawiercie. Zatrzymanie swobodnego odpływu w obrębie rozlewisk sztucznych zbiorników (stawów) może być przyczyną okresowego wytrącania się CaCO_3 z roztworu i nosi znamiona procesu antropogenicznego.

Brak wyraźnych oznak depozycji węglanu wapnia w krasie olkusko-zawierciańskim, takich jakie obserwuje się w niektórych obszarach krasowych na świecie (trawertyny, martwica wapienna), może być wywołany dwiema przyczynami. Po pierwsze wody źródeł serii węglanowej jury górnej tego obszaru są faktycznie tylko sporadycznie przesycone, jak to obrazują wyniki badań przedstawione na ryc. 60 (pH—TAC). Efekty ewentualnej depozycji w obrębie nisz źródłiskowych są krótkotrwałe, a produkty tej depozycji wynoszone dalej w dół zlewni przez agresywne wody w większej części cyklu hydrologicznego. Braku depozycji CaCO_3 w obszarze Olkusz—Zawiercie możemy ponadto upatrywać w nieodwracalności procesów samorzutnie zachodzących w przyrodzie w wyniku tzw. energii wewnętrznej układu (zgodnie z II zasadą termodynamiki). Zdaniem B. J a n c a (1990) właśnie ta prawidłowość decyduje, że samo przesylenie wody produktami dysocjacji CaCO_3 ($SI_c > 0$) nie może powodować zauważalnych depozycji węglanów. Układ tkwi w stanie przesylenia, a wszelkie zmiany prowadzące do wytrącenia CaCO_3 zachodzą z chwilą włożenia w układ energii z zewnątrz lub obniżenia

energii aktywacji. Potencjalne i rzeczywiste wytrącanie węglanów w przyrodzie może nastąpić w wyniku:

- fizycznego przesylenia roztworu na skutek odparowywania wody będącego przyczyną powstawania trawertynów w klimatach suchych, gorących (Nicod, 1986);
- kriogenicznego wymarzania z wody produktów dysocjacji CaCO_3 , a następnie ich molaryzacji (wytrącanie w postaci węglanów) — przykładem jest zachodzący w wodach lodowcowych tzw. efekt kriochemiczny (Pulina, 1990) lub tworzenie się kredy jeziornej;
- mieszania się wód o wspólnym jonie (przekroczenie iloczynu rozpuszczalności CaCO_3) — przykładem może być mieszanie się wód krasowych z wodami infiltracji pionowej zawierającymi węglan sodu (Na_2CO_3), który jest efektem wietrzenia chemicznego skałeni sodowo-potasowych w lessach, osadach fluwiogłacjalnych itp. (Janiec, 1990);
- różnych innych możliwości pozyskania energii przez przesycony węglanami układ, spełniających warunek odwracalności reakcji — przykładem są przepływy kaskadowe w obszarach krasowych (np. zlewnia Ancon na Kubie — Pulina, Fagundo, 1992; Tyc, 1992a) czy też wyraźne podwyższenie się temperatury.

Wydaje się, że w warunkach wstrzymanego swobodnego odpływu wód źródłanych w obrębie stawów w Stokach Kwaśniowskich może być spełnione założenie odwracalności reakcji rozpuszczania CaCO_3 . Tylko tam bowiem — na obrzeżach rozległego rozlewiska — dochodzi okresowo do zamarzania wód, które będąc przesycone, mogą zdeponować nadmiar węglanów. Z kolei w okresie letnich upałów następuje podgrzanie stojących wód rozlewiska nawet o kilkanaście stopni w stosunku do temperatury przy wypływie ze źródła. Powyższe spostrzeżenia dowodziłyby, że w warunkach krasu olkusko-zawierciańskiego procesy depozycji węglanów zachodzą jedynie w wyniku zmian antropogenicznych w hydrografii. Dotyczą one właściwie całego obszaru Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, gdyż podobne procesy jak w Stokach Kwaśniowskich można obserwować również w innych antropogenicznie przekształconych strefach źródeł (np. źródła w Rudnikach k. Zawiercia, w Złotym Potoku i in.).

Poziom współczesnej denudacji chemicznej

Ilościowe badanie intensywności procesów krasowych w skałach węglanowych zmierza do określenia objętości usuniętej masy skalnej z pewnej powierzchni obszaru krasowego ($\text{m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$) lub hipotetycznej warstwy usuniętej skały ($\text{mm}/1000 \text{ lat}$), czyli denudacji chemicznej. Wielkość denudacji chemicznej (D_{CH}) jest funkcją ilości wody odpływającej (w jednostce czasu)

z określonej powierzchni (Q) i koncentracji rozpuszczonych soli w wodzie opuszczającej tę powierzchnię pomniejszona o ilość tych soli dostarczonych do masywu z zewnątrz (C_s)

$$D_{CH} = f(Q, C_s)$$

W celu określenia wielkości denudacji chemicznej niezbędna jest też znajomość powierzchni obszaru, z którego następuje odpływ rozpuszczonych soli (P). Większość metod określania tej wielkości opiera się bowiem na szczegółowo wyznaczonych parametrach zamkniętych zlewni hydrologicznych, będących optymalnym obszarem jednostkowym (zob. min. Pulina, 1974, 1992; White, 1988; Ford, Williams, 1989). W obszarach krasu węglanowego napotykamy jednak bardzo poważny, trudny do pokonania, problem wyznaczenia rzeczywistej powierzchni zlewni hydrologicznych (por. uwagi wstępne). W klasycznych ujęciach problemu wykorzystuje się do tego celu obszar wyznaczony granicami topograficznymi (zlewnia powierzchniowa, orograficzna), z uwzględnieniem odkształceń powierzchni rzeczywistej odwzorowanej na mapie topograficznej (głównie w obszarach górskich). Najczęściej zyskiwana w pomiarach denudacji chemicznej zlewnia powierzchniowa jest w obszarach krasowych mniejsza niż podziemna. Dla obszaru Olkusz—Zawiercie problem ten jest szczególnie skomplikowany i trudny do rozwiązania. Jak już kilkakrotnie podkreślano, występuje tu rozproszony kanałowy sposób cyrkulacji wód podziemnych. Odpływ odbywa się z różnym natężeniem i stopniem koncentracji w zależności od stanu piezometrycznego wód podziemnych i dodatkowo jest komplikowany w wyniku sztucznego drenażu. Ponadto nie należy zapominać o regionalnym odpływie w kierunku NE (do Niecki Nidziańskiej), którego udział w całkowitym odpływie z obszaru Olkusz—Zawiercie nie jest dokładnie znany.

Biorąc pod uwagę przedstawione wyżej uwagi metodyczne, do ilościowego określenia intensywności procesów krasowych wykorzystano wielkość denudacji chemicznej wyliczonej na podstawie spływu jednostkowego (q) oraz koncentrację rozpuszczonych soli dla wód odpływających z utworów triasowych i jury górnej. Wielkość denudacji chemicznej obliczano metodą hydrometryczną zaproponowaną przez M. Pulinę (1972, 1974, 1992):

$$D_{CH} = 0,0126 \cdot C_s \cdot q,$$

gdzie:

C_s — koncentracja rozpuszczonych soli w wodzie [mg/l],

q — spływ jednostkowy [l/s · km²].

Współczynnik 0,0126 wynika z przeliczeń jednostek pomiarowych wielkości wykorzystywanych we wzorze, z uwzględnieniem ciężaru właściwego dla kompleksu skał węglanowych (Pulina, 1974, 1992).

W obliczeniach wielkości denudacji chemicznej w obszarach krasu węglanowego za miarę koncentracji rozpuszczonych soli opuszczających masyw krasowy najczęściej uważa się mineralizację ogólną określaną na podstawie wartości przewodności właściwej wody (C) lub zawartość CaCO_3 ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) wyznaczaną z twardości ogólnej (TH). Ponadto należy pamiętać, że wartości te muszą uwzględniać rozpuszczone sole dostarczane z opadami atmosferycznymi, a w obszarach silnej antropopresji również efekty zanieczyszczenia wód (odjęte od wielkości uzyskiwanych w wypływach). W obszarze Olkusz—Zawiercie o dużym zróżnicowaniu stopnia przekształcenia składu jonowego wód odpływających ze zbiorników krasowych wielkość denudacji chemicznej liczona na podstawie wspomnianych miar koncentracji soli jest obciążona dużym błędem. Ze względu na złożone procesy antropogeniczne powodujące zanieczyszczenie wód podziemnych trudno jest precyzyjnie określić wartość mineralizacji wody lub twardości ogólnej pochodzącej z rozpuszczania skał węglanowych i tej związanej z zanieczyszczeniami antropogenicznymi. Dodatkowym powodem jest spora zmienność obu parametrów w ciągu jednego cyklu hydrologicznego i słaby związek statystyczny z wydajnością źródeł uniemożliwiający powiązanie zmian mineralizacji i twardości ogólnej z ilością wody odpływającej ze zbiornika. Dlatego też, żeby przedstawić intensywność procesów krasowych w omawianym obszarze, do obliczeń koncentracji rozpuszczonych soli wykorzystano zawartość CaCO_3 w wodzie wyznaczoną na podstawie wspomnianej wielkości TAC obliczonej ze stężenia jonów wodorowęglanowych (zob. B a k a ł o w i c z, 1979, 1992; P u ł i n a, 1992). Element ten wiąże się bezpośrednio z przebiegiem procesów krasowych i jednocześnie w omawianym obszarze wykazuje niewielką zmienność w ciągu roku hydrologicznego.

Dla obszarów o nie zdefiniowanych granicach zlewni hydrologicznych spływ jednostkowy można obliczyć na podstawie elementów klimatycznych (roczna suma opadu i średnia roczna temperatura), wykorzystując równanie Turca (B o n a c c i, 1987; B a k a ł o w i c z, 1992):

$$q = 0,0317 \cdot (P - D),$$

gdzie

$$D = P \cdot (0,9 + P^2/L^2) - 0,5,$$

gdzie:

$$L = 300 + 25 \cdot T + 0,05 + T^3,$$

P — roczna suma opadu [mm],

T — średnia roczna temperatura powietrza [$^{\circ}\text{C}$],

0,0317 — współczynnik umożliwiający przejście z wartości wyrażonych w mm/rok na $\text{l/s} \cdot \text{km}^2$.

Dla obszaru Olkusz—Zawiercie, traktowanego jako całość, obliczono wartości spływu jednostkowego dla wielolecia 1960—1990 oraz dla lat hydrologicznych 1989 i 1990. Wynoszą one odpowiednio: 9,4, 3,6 i 9,3 l/s · km². Wyniki zestawiono w tab. 13. Należy jednak pamiętać, że obszar ten obejmuje dwa odrębne zbiorniki krasowe o odmiennych cechach cyrkulacji wód podziemnych (różny system drenażu). Przede wszystkim jednak zbiorniki te różnią się opisanym wyżej stopniem i rodzajem przekształceń antropogenicznych. Dla serii węglanowej triasu w części objętej sztucznym drenażem (umowna powierzchnia około 350 km²) wyliczony z danych klimatycznych spływ jednostkowy ma wyłącznie znaczenie teoretyczne. Z uwagi na fakt, że z obszaru leja depresji hydraulicznej wypompowuje się w sposób sztuczny (naturalny odpływ praktycznie nie funkcjonuje) około 380 m³ wody w ciągu minuty (z tego 235,4 m³/min z kopalń rud rejonu olkuskiego), co daje wydajność 6,3 m³/s (Adamczyk, 1990; Niewdana, 1993), „antropogeniczny” spływ jednostkowy wynosi 18 l/s · km². Jest to wartość prawie dwukrotnie wyższa od potencjalnego spływu jednostkowego dla warunków naturalnych (średni z wielolecia i w 1990 roku) i pięciokrotnie wyższa niż wielkość tego spływu notowana w latach suchych (1989 rok). Nieco inaczej przedstawia się sytuacja w obrębie zbiornika jury górnej. Wskaźnik poboru wody ze zbiornika (ujęcia studzienne o lokalnym zasięgu oddziaływania sztucznego drenażu) według A. Rózkowskiego (1990) wynosi 83 m³/dobę · km². Wynikający z niego bezpośrednio współczynnik antropogenicznego odpływu podziemnego równa się 9,6 l/s · km² i nakłada się na wielkość naturalnego spływu jednostkowego mieszczącego się w granicach 3,6—9,4 l/s · km². Nakładanie się tych wartości wypływa z faktu współwystępującego odpływu naturalnego i sztucznego drenażu (przeciwnie do obszaru leja depresji w utworach triasowych).

Tabela 13

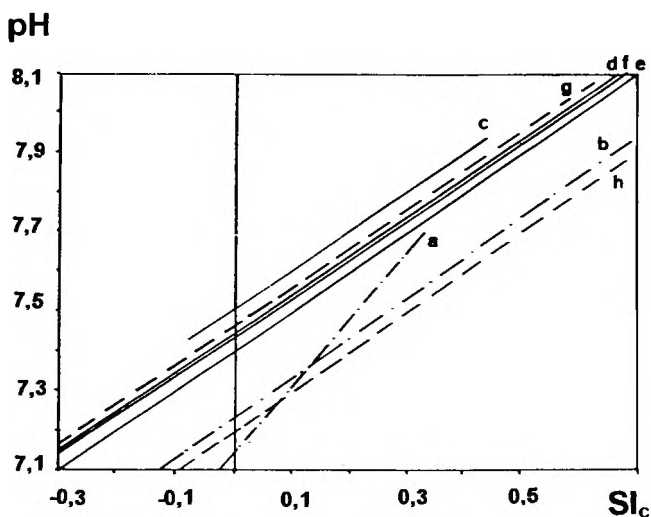
Wartości spływu jednostkowego i rozpuszczalności właściwej dla obszaru Olkusz—Zawiercie w wieloleciu 1960—1990 oraz w latach 1989 i 1990

Table 13

Unit discharge and specific dissolution for Olkusz—Zawiercie region in the period of 1960—1990, 1989 and 1990

Okres (Period)	<i>P</i> [mm]	<i>T</i> [°C]	<i>D</i> [mm]	<i>q</i> [l/s · km ²]	<i>F</i> [m ³ /km ² · rok]
1960—1990	709	7,0	411	9,4	25,0
1989	454	6,8	341	3,6	14,9
1990	696	6,7	403	9,3	24,7

Objaśnienia w tekście.
Explanations in text.

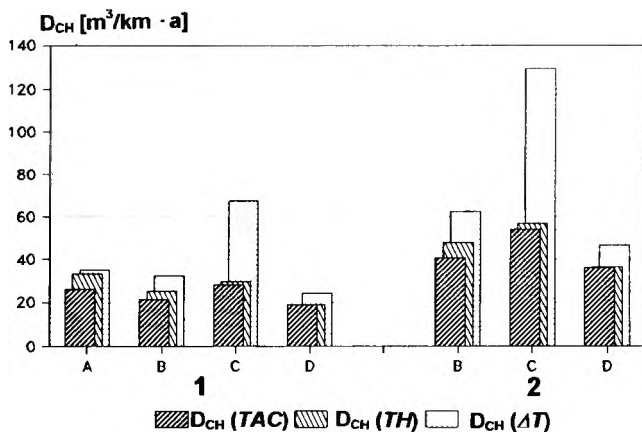


Ryc. 62. Wartość pH równowagi na podstawie wykresu zależności pH i wskaźnika nasycenia (SI_c) dla wybranych źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie

a — Kromolów, b — Bzów, c — Świnuska, d — Stoki Kwaśniewskie, e — Ryczówek II, f — Ryczówek I, g — Klucze I, h — Klucze II

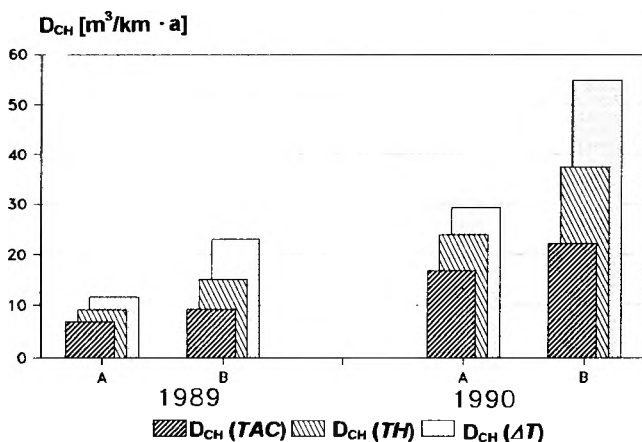
Fig. 62. Equilibrium pH estimated from relationship of pH (measured) and saturation index (SI_c) for selected springs of the Olkusz—Zawiercie region

a — Kromolów, b — Bzów, c — Świnuska, d — Stoki Kwaśniewskie, e — Ryczówek II, f — Ryczówek I, g — Klucze I, h — Klucze II



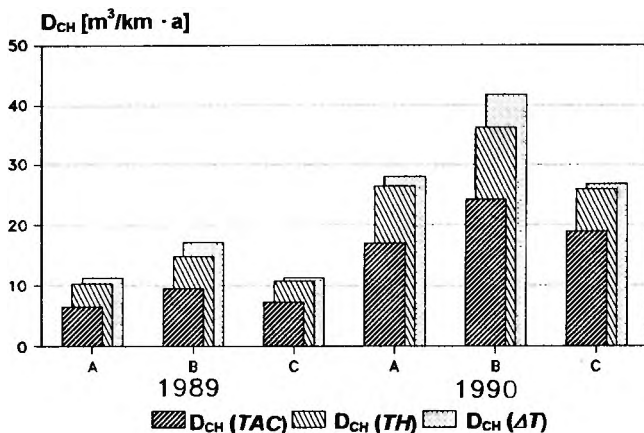
Ryc. 63. Poziom denudacji chemicznej w triasowej części obszaru Olkusz—Zawiercie w warunkach naturalnych i sztucznego drenażu. Objaśnienia w tab. 14 i w tekście

Fig. 63. Chemical denudation rate of Triassic part of the Olkusz—Zawiercie region in natural and artificial drainage conditions. Explanations in Tab. 14 and in the text



Ryc. 64. Poziom denudacji chemicznej w jurajskiej części obszaru Olkusz—Zawiercie w latach 1989 i 1990. Objaśnienia w tab. 15 i w tekście

Fig. 64. Chemical denudation rate of Jurassic part of the Olkusz—Zawiercie region in the period of 1989—1990. Explanations in tab. 15 and in the text



Ryc. 65. Poziom denudacji chemicznej w jurajskiej części obszaru Olkusz—Zawiercie w latach 1989 i 1990 wyliczonej dla różnych warunków zanieczyszczenia antropogenicznego wód. Objaśnienia w tab. 16 i w tekście

Fig. 65. Chemical denudation rate of Jurassic part of the Olkusz—Zawiercie region in the period of 1989—1990 calculated for different degree of anthropogenic contamination of water. Explanations in tab. 16 and in the text

Przedstawione wyżej uwagi dotyczące wielkości używanych w obliczeniu denudacji chemicznej jako miary intensywności procesów krasowych skłaniają do ostrożnego interpretowania jej poziomu. W tab. 14—16 oraz na ryc. 63—65 zestawiono wyniki obejmujące zakres wartości denudacji chemicznej w obu omawianych częściach obszaru Olkusz—Zawiercie. Dla serii węglanowej triasu poziom współczesnej denudacji chemicznej określono w odniesieniu do warunków naturalnych, wykorzystując wyniki pomiarów dla źródeł Sztoly w Żuradzie, oraz warunki sztucznego zakłócenia obiegu wody i materii (określono je na podstawie pomiarów hydrochemicznych w kopalniach „Olkusz” i „Pomorzany”) (tab. 14, ryc. 63). Objętość wynoszonych soli w ciągu roku dla warunków naturalnego odpływu wynosi średnio $26,1 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ (na podstawie TAC), natomiast dla warunków odpływu sztucznego (wymuszonego) — $40,8 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ (TAC). Analizując wielkość denudacji w granicach leja depresji hydraulicznej należy zauważyć dużo wyższą jej wartość w zachodniej, bardziej zanieczyszczonej części drenowanego obszaru ($56,7 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$), niż we wschodniej, gdzie dopływają najczystsze wody w całym omawianym zbiorniku ($36,2 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$) (tab. 14, ryc. 63).

Tabela 14

Wielkość denudacji chemicznej w warunkach naturalnych i sztucznego drenażu dla serii węglanowej triasu

Table 14

Chemical denudation in conditions of natural and artificial drainage within the Triassic carbonate massive

Warunki drenażu (Conditions of drainage)	q [l/s · km ²]	D _{CH} (AT) [m ³ /km ² · rok]				D _{CH} (TH) [m ³ /km ² · rok]				D _{CH} (TAC) [m ³ /km ² · rok]			
		A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
N	9,4	35,1	32,5	67,4	24,4	33,2	25,1	29,6	19,0	26,1	21,3	28,2	19,0
S	18,0	—	62,5	129,0	46,7	—	48,0	56,7	36,5	—	40,8	54,0	36,2

Objaśnienia: N — denudacja chemiczna dla średniego spływu jednostkowego (q) z wieloletnia 1960—1990; S — denudacja chemiczna dla spływu jednostkowego w warunkach sztucznego drenażu w zasięgu leja depresji hydraulicznej rejonu olkuskiego (Q = 380 m³/min, P = 350 km²); A — wartość dla źródła Sztola, B — wartość średnia dla całego obszaru sztucznego drenażu, C — wartość dla najbardziej przekształconych antropogenicznie wód dopływających do kopalń rud rejonu olkuskiego (część zachodnia), D — wartość dla najmniej przekształconych antropogenicznie wód dopływających do kopalń rud (część wschodnia).

Explanations: N — chemical denudation for mean unit discharge (q) in the period of 1960—1990; S — chemical denudation for unit discharge in conditions of artificial drainage within the cone of hydraulic depression in Olkusz region; A — value for Sztola spring, B — mean value for whole area of an artificial drainage, C — value for water recharging mines of the Olkusz region most transformed by anthropogenic factors (W part), D — value for water recharging mines least transformed by anthropogenic factors (E part).

Tabela 15

**Wielkość denudacji chemicznej dla serii węglanowej jury górnej
(wody odpływające ze źródeł w Kluczach i Ryczówku)**

Table 15

**Chemical denudation for the Upper Jurassic carbonate massive
(discharge water from springs in Klucze and Ryczówek)**

Rok (Year)	q [l/s · km ²]	$D_{CH} (AT)$ [m ³ /km ² · rok]			$D_{CH} (TH)$ [m ³ /km ² · rok]			$D_{CH} (TAC)$ [m ³ /km ² · rok]		
		A	B	C	A	B	C	A	B	C
Średnio (Mean)	9,4	28,7	43,6	28,2	26,9	38,0	27,2	17,0	24,7	20,2
1989	3,6	11,2	17,1	11,2	10,3	14,8	10,7	6,5	9,4	7,2
1990	9,3	28,1	41,8	26,8	26,5	36,2	25,9	17,0	24,2	18,9

Objaśnienia: A — dla źródła w Kluczach I (źródło bardzo zmienne), B — dla źródła w Kluczach II (źródło stałe — wody silnie zanieczyszczone), C — dla źródła w Ryczówku II (źródło zmienne).

Explanations: A — for Klucze I spring (very variable spring), B — for Klucze II spring (constant spring — water intense polluted), C — for Ryczówek II spring (variable spring).

Tabela 16

**Wielkość denudacji chemicznej dla serii węglanowej jury górnej
(wody odpływające ze źródeł w Świnuszcze i Kromolowie)**

Table 16

**Chemical denudation for the Upper Jurassic carbonate massive
(discharge water from springs in Świnuszcza and Kromolów)**

Rok (Year)	q [l/s · km ²]	$D_{CH} (AT)$ [m ³ /km ² · rok]		$D_{CH} (TH)$ [m ³ /km ² · rok]		$D_{CH} (TAC)$ [m ³ /km ² · rok]	
		A	B	A	B	A	B
Średnio (Mean)	9,4	24,3	54,7	24,1	38,9	17,7	22,4
1989	3,6	11,7	23,1	9,1	15,2	6,8	9,3
1990	9,3	29,3	54,8	24,0	37,5	16,8	22,2

Objaśnienia: A — dla źródła w Świnuszcze (wody czyste), B — dla źródła w Kromolowie (wody silnie zanieczyszczone).

Explanations: A — for Świnuszcza spring (clean water), B — for Kromolów spring (water intense polluted).

Wykorzystując do obliczeń wyniki badań hydrochemicznych najlepiej poznanych źródeł odwadniających zbiornik jury górnej, stwierdzono, że wielkość denudacji chemicznej mieści się tu w granicach od 17,0 m³/km² · rok (strefa źródła w Kluczach I) do 24,7 m³/km² · rok (strefa źródła w Kluczach II). Dla zlewni źródła w Ryczówku II wartość ta wynosi 20,2 m³/km² · rok (tab. 15). Wyliczone wielkości wynoszonych soli dla pozostałych źródeł omawianego obszaru mieszczą się w przedstawionym zakresie.

W celu lepszego zobrazowania przebiegu procesów krasowych w obszarze Olkusz—Zawiercie w tab. 15 i 16 oraz na ryc. 64 i 65 zestawiono wartości

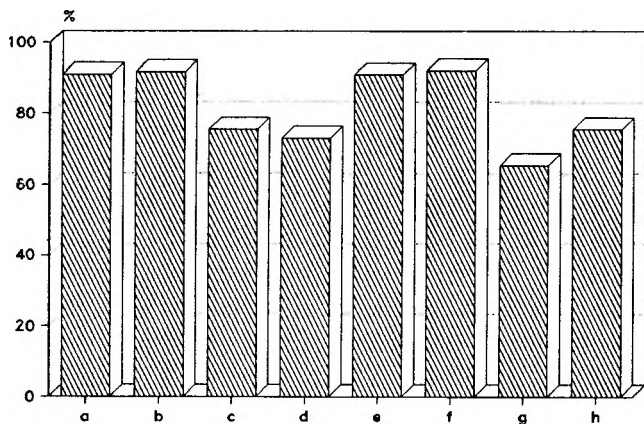
denudacji chemicznej w latach hydrologicznych 1989 i 1990, w których prowadzono szczegółowe badania hydrochemiczne. Przypomnijmy, że 1989 rok był rokiem suchym, natomiast 1990 rok średniowilgotnym. W 1990 roku poziom denudacji chemicznej był bardzo zbliżony do przedstawionej wyżej dla średniego (potencjalnego) spływu jednostkowego w wieloleciu 1960—1990. Natomiast w suchym okresie 1989 roku z uwagi na niski moduł odpływu podziemnego ($3,6 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$) wielkość denudacji chemicznej była wyraźnie niższa ($6,5\text{—}9,4 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$).

Porównując otrzymane wartości z cechami reżimu hydrologicznego i hydrochemicznego analizowanych źródeł można zauważyć, że najniższe wielkości denudacji uzyskano dla źródeł bardzo zmiennych — przelewowych (Klucze I), natomiast najwyższe dla źródeł stałych — podpiwowych (Klucze II). Stąd widać wyraźnie, że czas przebywania wody w zbiorniku (tym samym kontaktu ze skałą) odgrywa istotną rolę w intensywności procesów krasowych — odpływie rozpuszczonego materiału. Na tej podstawie można stwierdzić, że istnieje związek denudacji i sposobu organizacji cyrkulacji w zbiorniku. Prawdliwość ta tłumaczy ponadto wyższe wartości denudacji chemicznej dla serii węglanowej triasu (tab. 14).

W warunkach silnej antropopresji nie jest to jednak jedyny czynnik kształtujący intensywność współczesnych procesów krasowych. Wyraźnie wzmógł się proces wynoszenia rozpuszczonych soli w wyniku zwiększenia się ilości wody odpływającej ze zbiorników (wspomniany sztuczny drenaż). Na podstawie danych dla obszaru leja depresji hydraulicznej kopalń rejonu olkuskiego (tab. 14, ryc. 63) można wnioskować o prawie dwukrotnym zwiększeniu intensywności denudacji w wyniku antropopresji. Wpływ przekształceń składu chemicznego wód podziemnych w wyniku zanieczyszczeń nie jest tak oczywisty. Pewne prawidłowości możemy zauważyć dla procesów denudacyjnych w obrębie zbiornika jury górnej. W tab. 16 i na ryc. 65 zestawiono wielkości denudacji chemicznej dla dwóch najbardziej skrajnych pod względem stopnia zanieczyszczenia wód źródeł w Świniuszcze i w Kromolowie. Cechy reżimu tych źródeł przedstawiono w tab. 2, natomiast stopień i rodzaj zagospodarowania stref zasilania obu źródeł są uwidocznione na ryc. 28 i 29. Wartość denudacji chemicznej jest wyraźnie wyższa dla obszaru o bardziej przekształconym składzie chemicznym; bardziej zauważalna różnica jest w roku hydrologicznym 1990 (średniowilgotnym) niż w 1989 (suchym).

Dla zobrazowania wpływu antropopresji na wielkość denudacji chemicznej w tab. 14—16 oraz na ryc. 63—65 obok wyników uzyskanych na podstawie wielkości TAC (HCO_3^-) przedstawiono również rezultaty obliczeń opartych na tradycyjnych miarach koncentracji soli rozpuszczonych ($D_{CH}-\Delta T$ i $D_{CH}-TH$). Widać wyraźnie, że dla części zbiorników: triasowego i jury górnej o niewielkim stopniu antropogenicznego przekształcenia składu che-

micznego wód podziemnych wyniki uzyskane różnymi metodami są do siebie zbliżone. Natomiast dla wód najbardziej przeobrażonych wielkości denudacji chemicznej w takim ujęciu różnią się między sobą znacznie. Istotną przyczyną takiego zróżnicowania z jednej strony jest niejednakowy udział procentowy jonów pochodzących z rozpuszczania w ogólnej mineralizacji wody (w przypadku $D_{CH}-\Delta T$), a z drugiej wpływ na wartość twardości ogólnej wspomnianego wyżej „efektu roztopowego” (w przypadku $D_{CH}-TH$). Dla serii węglanowej jury górnej procentowy udział jonów z rozpuszczania (Ca^{2+} , HCO_3^- i $SO_4^{2-}(?)$) w ogólnej mineralizacji wody wynosi od 65% w północnej części obszaru Olkusz—Zawiercie (źródła w Bzowie i Kromolowie), 75% w rejonie Kluczy (źródła w Kluczach I i II) do 80% w wodach odpływających z głównej, najwyższej części — Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego (źródła w Ryczówku I i II, Świniuszcze i Stokach Kwaśniewskich) (ryc. 66). W zbiorniku triasowym zróżnicowanie udziału tych jonów (ze względu na dolomity w warstwie wodonośnej dodatkowo występuje Mg^{2+}) jest jeszcze większe. W najbardziej przekształconej antropogenicznie zachodniej części obszaru leżą depresje hydraulicznej wynosi on zaledwie 19% (w składzie dominują jony z zanieczyszczeń — SO_4^{2-} i Na^+), w części



Ryc. 66. Procentowy udział jonów związanych z rozpuszczaniem skał węglanowych w ogólnej mineralizacji wód serii węglanowej jury (nie uwzględniono udziału jonów wapnia i siarczanów pochodzących z soli spoza procesów rozpuszczania)

a — Ryczówek II, b — Ryczówek I, c — Klucze II, d — Klucze I, e — Stoki Kwaśniewskie, f — Świniuszka, g — Bzów, h — Kromolów

Fig. 66. Percentage of ions connected with dissolution of carbonate rocks in total water mineralization in Jurassic carbonate aquifer (participation of calcium and sulphate concentrations originated from salts out of dissolutional processes have been omitted)

a — Ryczówek II, b — Ryczówek I, c — Klucze II, d — Klucze I, e — Stoki Kwaśniewskie, f — Świniuszka, g — Bzów, h — Kromolów

wschodniej tego obszaru (rejon Kluczy) — 75%, w wodach odpływających w sposób naturalny w źródle Sztoty dochodzi do 80% (ryc. 66). Dla porównania udział jonów Ca^{2+} i HCO_3^- w ogólnej mineralizacji wód krasowej zlewni źródła Baget w Pirenejach (Francja) wynosi aż 90% (B a k a l o w i c z, 1979).

Oceniając wpływ antropopresji na intensywność procesów krasowych obszaru Olkusz—Zawiercie należy pamiętać, że trudno jest oddzielić i podać wielkość tych procesów w warunkach naturalnych. Pewnym przybliżeniem może być tzw. rozpuszczalność lub korozyjność właściwa (*dissolution specific*) stwierdzona na podstawie istniejącej dla obszarów krasu węglanowego relacji pomiędzy wielkością denudacji chemicznej i spływem jednostkowym (B a k a l o w i c z, 1992). Zależność ta jest oparta na wynikach badań denudacji chemicznej w obszarach krasowych w różnych strefach klimatycznych i różnych warunkach hydrologicznych. Wynika z niej, że potencjalna denudacja chemiczna (korozyjność właściwa) (F) jest funkcją spływu jednostkowego (q) wyliczonego z elementów klimatycznych na podstawie wzoru Turca:

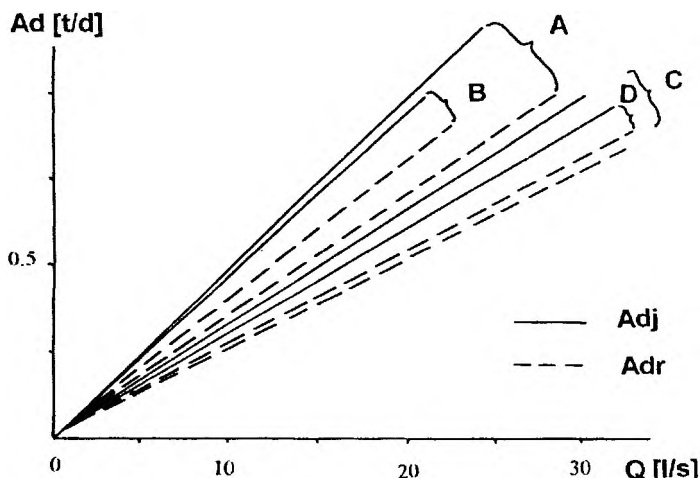
$$F = 0,0317 \cdot q + 8,738 \text{ [m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok]}.$$

Zakres wielkości tej teoretycznej miary intensywności procesów krasowych dla omawianego obszaru przedstawia tab. 13. Porównując te rezultaty z uzyskanymi metodą hydrometryczną, uwzględniającą rzeczywiste koncentracje soli odpływających ze zbiorników triasowego i górnourajskiego (D_{CH} —TAC), można uzyskać przybliżony obraz zmian wielkości denudacji chemicznej w stosunku do warunków naturalnych (tab. 13—16). Dla serii węglanowej triasu wartości w obu podejściach są zbliżone (wody nie przekształcone) i oscylują wokół $25 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$. Natomiast dla serii węglanowej jury jedynie wielkości denudacji chemicznej w obszarach zasilania źródeł o najbardziej przekształconych wodach zbliżają się do wartości potencjalnej korozyjności. W większości zaś są dużo niższe od tej teoretycznej wartości ($D_{CH} < 20 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$). Może to świadczyć o wzroście intensywności procesów rozpuszczania w wyniku oddziaływania czynników antropogenicznych. W ten sposób możliwe jest wytłumaczenie wyższych stężeń jonów wodorowęglanowych w stosunku do warunków naturalnych.

Intensywność procesów hydrochemicznych w obszarach krasowych można określać pośrednio przez wielkość rozpuszczonej masy skalnej odprowadzanej poszczególnymi źródłami i ciekami. Wielkość tę, (A), zwaną spływem jonowym (rumowiskiem rozpuszczonym), określa się na podstawie pomiarów wydajności źródeł i koncentracji rozpuszczonych soli. Spływ jonowy wyraża się w jednostkach wagowych dla określonych przedziałów czasowych (np. g/s, kg/dobę, t/rok) (P u l i n a, 1992).

W badaniach spływu jonowego możemy zastosować dwa podejścia. Pierwsze z nich polega na ustaleniu wagi ogółu transportowanych jonów — odpływu rozpuszczonej masy (*mass-flux ratio, flux de matière dissoutes*) i dla omawianego obszaru obejmuje odpływ wszystkich jonów (Σ_M) oraz odpływ jonów pochodzących z rozpuszczania skał węglanowych (Σ_R). Natomiast podejście drugie pokazuje spektrum udziału poszczególnych jonów w wadze transportowanej materii rozpuszczonej.

Na ryc. 67 przedstawiono wykresy obrazujące odpływ rozpuszczonej masy dla wybranych źródeł serii węglanowej jury górnej obszaru Olkusz—Zawiercie.



Ryc. 67. Zależność odpływu rozpuszczonej masy (A_d) od wydajności źródeł (Q) określona na podstawie sumy wszystkich jonów (A_{dj}) i pochodzących z rozpuszczania skał (A_{dr})

A — Kromolów, B — Bzów, C — Klucze I, D — Ryczówek II

Fig. 67. Mass flux rating showing the relationships of equivalent solute load (A_d) to discharge of springs (Q) calculated as a sum of all ions (A_{dj}) and as a sum of ions from rock dissolution (A_{dr})

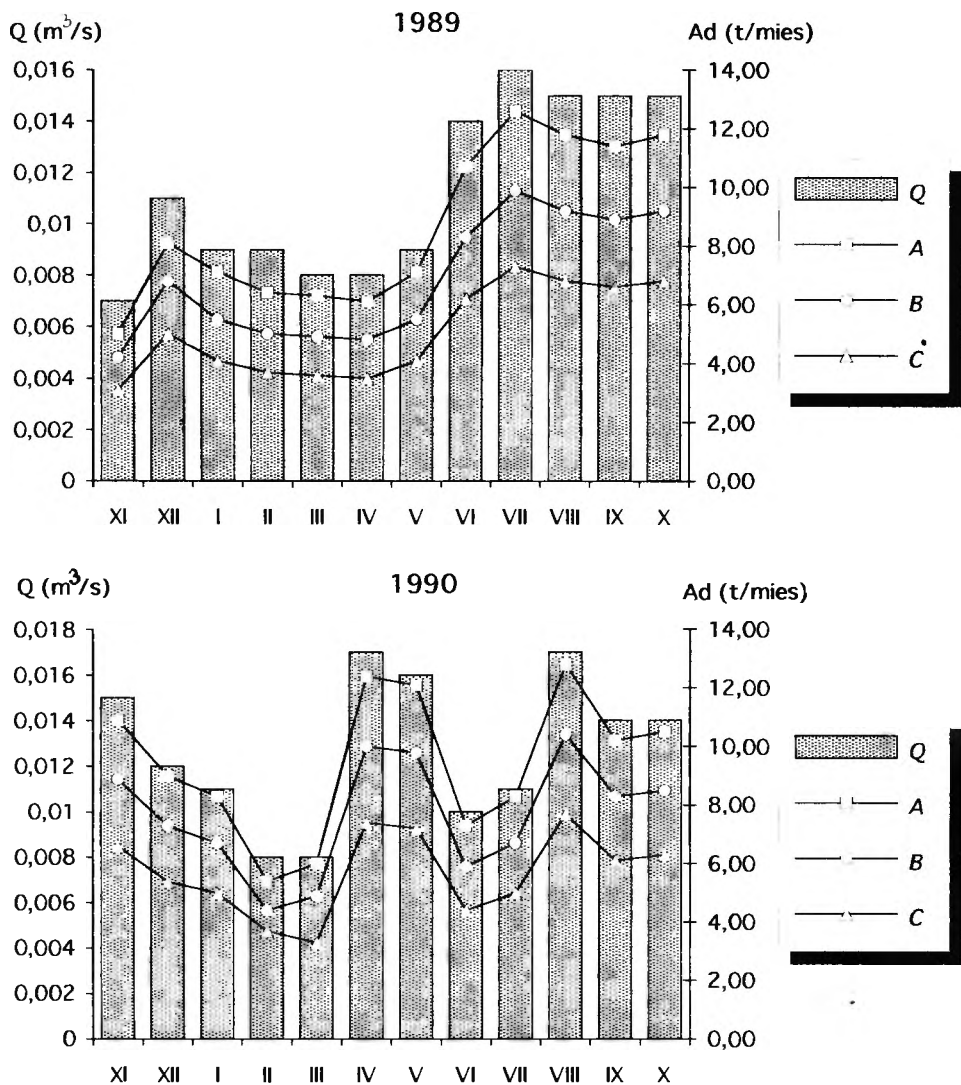
A — Kromolów, B — Bzów, C — Klucze I, D — Ryczówek II

Zestawienie liniowych zależności wydajności źródeł (Q) oraz odpływu wszystkich jonów (Σ_M) i jonów pochodzących z rozpuszczania skał (Σ_R) pozwala na porównanie wielkości tego odpływu w różnych częściach masywu krasowego bez uwzględniania powierzchni zlewni. Ilość wody odpływającej ze zlewni, wyrażona wydajnością źródła, charakteryzuje warunki hydrogeologiczne zlewni — rozciągłość i miąższość warstwy wodonośnej drenowanej przez źródło. Natomiast suma soli (Σ_M i Σ_R) odprowadzanych przy danej wydajności w ciągu doby obrazuje intensywność procesu rozpuszczania i transportu tych soli w obrębie zlewni. Porównując dla tych samych wielkości odpływu wody (Q) wielkość odpływu rozpuszczonej masy (A_d), stwierdzamy, w której części

masywu proces jest bardziej intensywny (ryc. 67). Ponadto można zaobserwować, że w wybranych do analizy źródłach występuje wyraźna rozbieżność wielkości odpływu rozpuszczonej masy pomiędzy sumą wszystkich jonów i jonów pochodzących z rozpuszczania. Oczywistym faktem jest, że dla źródeł posiadających wody bardziej przekształcone antropogenicznie rozbieżność ta jest większa. Dodatkowo na wykresie można zauważyć, że przy wzroście wydajności źródła rośnie zróżnicowanie wielkości odpływu rozpuszczonej masy dla obu metod jego wyznaczania. Dla źródeł bardziej zanieczyszczonych efekt ten jest bardziej wyraźny.

W obszarze drenowanym przez źródło w Ryczówku II zbadano roczny rozkład spływu jonowego. Miesięczne wartości tego spływu (A_d), odpowiadające średnim miesięcznym wydajnościom źródła (Q) w latach hydrologicznych 1989 i 1990, przedstawiają tab. 17 oraz ryc. 68. Z uwagi na to, że dla badanego źródła nie występuje liniowa zależność pomiędzy miarami koncentracji rozpuszczonych soli (ΔT , TH , TAC) i wydajnością źródła, do obliczenia miesięcznego spływu jonowego wykorzystano średnie wielkości ΔT , TH , TAC dla poszczególnych lat (tab. 17). Przedstawiona charakterystyka rocznego rozkładu spływu jonowego jest więc jedynie jego przybliżonym obrazem (ryc. 68). Nie należy bowiem zapominać, że występuje sezonowa zmienność właściwości chemicznych będących podstawą wyznaczania koncentracji soli (5–6% dla źródła w Ryczówku II). Ponadto źródło w Ryczówku II stanowi tylko jeden z naturalnych wpływów ze zbiornika odwadnianego przy różnych stanach wód podziemnych również przez inne źródła (m.in. Ryczówek I).

Roczny spływ jonowy dla zlewni źródła w Ryczówku II wynosił w 1989 roku (suchym) 104,4 t/rok (41,8 m³/rok) (suma wszystkich soli — ΔT) przy udziale 60,8 t/rok (24,3 m³/rok) rozpuszczonych węglanów (TAC). Natomiast w 1990 roku (średniowilgotnym) całkowity spływ jonowy wyniósł 113,2 t/rok (45,3 m³/rok) przy odpływie rozpuszczonych węglanów wynoszącym 68,1 t/rok (27,2 m³/rok). Wynika z tego, że w rocznym spływie jonowym (odpływie rozpuszczonych soli) prawie 45 t (18 m³) stanowią elementy pozadenudacyjne nie pochodzące z procesów krasowych. Uwzględniając w spływie jonowym całkowitym (ΔT) mineralizację wód opadowych (wartość średnia z kilku pomiarów), nie pochodzą one również z opadów atmosferycznych. Na podstawie występującej różnicy pomiędzy spływem jonowym wyliczonym z TH i TAC można stwierdzić, że około 20 t (8 m³) odpływających substancji rozpuszczonych w ciągu roku stanowią sole wapnia związane głównie z nawożeniem i opadem pyłów przemysłowych. Natomiast pozostałe 25 t (10 m³) pochodzi z zanieczyszczeń doprowadzanych do zbiornika wód podziemnych w postaci siarczanów, chlorków i azotanów (poza solami wapnia). Ich pochodzenie jest związane zarówno z rolnictwem (nawożenie), jak i gospodarką komunalną (ścieki). Problem udziału elementów naturalnych i antro-



Ryc. 68. Miesięczne wartości spływu jonowego w Ryczówku II w latach 1989 (a) i 1990 (b)
 Q — średnie miesięczne wydajności źródła, A — całkowity spływ jonowy A_t (ΔT), B — spływ jonowy oparty na wartości twardości ogólnej (TH), C — spływ jonowy oparty na zawartości wodorowęglanów (TAC); dalsze objaśnienia w tab. 17 a, b

Fig. 68. Monthly ion runoff in Ryczówek II in the period of 1989 and 1990
 Q — mean monthly discharge in spring, A — total ion runoff A_t (ΔT), B — ion runoff calculated from total hardness (TH), C — ion runoff calculated from bicarbonate concentration (TAC). More explanations in tab. 17a and 17b

pogenicznych w rocznym odpływie substancji rozpuszczonych można prześledzić ponadto na podstawie spektrum odpływu poszczególnych jonów. Zobrazowano to na przykładzie dwóch konkretnych sytuacji uwzględniających różne stany napełnienia zbiornika drenowanego źródłem w Ryczówku II (tab. 18).

Tabela 17a

Miesięczne i roczne wartości spływu jonowego (A_d)
dla źródła w Ryczówku II w roku hydrologicznym 1989

Table 17a

Mensual and yearly value of ionic runoff (A_d)
for Ryczówek II spring in the hydrological years of 1989

Miesiąc (Month)	Q_d [m³/s]	A_d [l/miesiąc] [l/month]		
		A	B	C
Listopad (November)	0,007	5,0	4,2	3,1
Grudzień (December)	0,011	8,1	6,8	5,0
Styczeń (January)	0,009	7,1	5,5	4,1
Luty (February)	0,009	6,4	5,0	3,7
Marzec (March)	0,008	6,3	4,9	3,6
Kwiecień (April)	0,008	6,1	4,8	3,5
Maj (May)	0,009	7,1	5,5	4,1
Czerwiec (June)	0,014	10,1	8,3	6,2
Lipiec (July)	0,016	12,6	9,9	7,3
Sierpień (August)	0,015	11,8	9,2	6,8
Wrzesień (September)	0,015	11,4	8,9	6,6
Październik (October)	0,015	11,8	9,2	6,8
Rok (Year)	0,012	104,4	82,2	60,8

Objaśnienia: A — dla sumy mineralizacji ogólnej ($\Delta T = 276,5$ mg/l), B — dla CaCO_3 wyliczonego z twardości ogólnej ($TH = 230,0$ mg/l), C — dla CaCO_3 wyliczonego z TAC ($TAC = 169,7$ mg/l).

Explanations: A — for total mineralization ($\Delta T = 276,5$ mg/l), B — for CaCO_3 counted from total hardness ($TH = 230,0$ mg/l), C — for CaCO_3 counted from TAC ($TAC = 169,7$ mg/l).

Wybrane sytuacje reprezentują okres podwyższonych wydajności źródła w Ryczówku II w końcu roku hydrologicznego 1989 (27.10.1989) oraz koniec okresu niskich wydajności wczesną wiosną 1990 roku (25.03.1990). Przy ogólnych różnicach poziomu spływu jonowego (A_d) wynikających przede wszystkim z różnic wydajności źródła (odpowiednio 64,4 i 24,4 kg/dobę) można zauważyć również zmiany w udziale poszczególnych jonów w całkowitym odpływie. Dotyczy to przede wszystkim odpływu siarczanów i chlorków. Przy wyższych wydajnościach źródła (w końcu roku hydrologicznego 1989) w odpływie jonów dużą rolę obok Ca^{2+} i HCO_3^- odgrywały chlorki oraz azotany (6,4 i 2,2 kg/dobę) (tab. 18). Wyższe były też wartości bezwzględne stężeń tych

Tabela 17b

Miesięczne i roczne wartości spływu jonowego (A_d)
dla źródła w Ryczówku II w roku hydrologicznym 1990

Table 17b

Mensual and yearly value of ionic runoff (A_d)
for Ryczówek II spring in the hydrological years of 1990

Miesiąc (Month)	Q_{sr} [m ³ /s]	A_d [l/miesiąc] [l/month]		
		A	B	C
Listopad (November)	0,015	10,9	8,9	6,6
Grudzień (December)	0,012	9,0	7,3	5,4
Styczeń (January)	0,011	8,3	6,7	5,0
Luty (February)	0,008	5,4	4,4	3,7
Marzec (March)	0,008	6,0	4,9	3,3
Kwiecień (April)	0,017	12,4	10,0	7,4
Maj (May)	0,016	12,1	9,8	7,2
Czerwiec (June)	0,010	7,3	5,9	4,4
Lipiec (July)	0,011	8,3	6,7	5,0
Sierpień (August)	0,017	12,8	10,4	7,7
Wrzesień (September)	0,014	10,2	8,3	6,1
Październik (October)	0,014	10,5	8,5	6,3
Rok (Year)	0,013	113,2	91,8	68,1

Objaśnienia: A — dla sumy mineralizacji ogólnej ($\Delta T = 281,2$ mg/l), B — dla CaCO_3 wyliczonego z twardości ogólnej ($TH = 227,7$ mg/l), C — dla CaCO_3 wyliczonego z TAC ($TAC = 168,5$ mg/l).

Explanation: A — for total mineralization ($\Delta T = 281,2$ mg/l), B — for CaCO_3 counted from total hardness ($TH = 227,7$ mg/l), C — for CaCO_3 counted from TAC ($TAC = 168,5$ mg/l).

jonów (w mg/l). Natomiast po długim okresie niskich wydajności na wiosnę 1990 roku udział chlorków i azotanów jest wyraźnie mniejszy (głównie chlorków) z jednoczesnym wzrostem zawartości siarczanów (tab. 18). W tym okresie zasilanie źródła odbywało się z głębszych partii zbiornika (źródło w Ryczówku I było suche), stąd mniejszy udział jonów pochodzących z zanieczyszczeń antropogenicznych. Wzrost zawartości siarczanów tłumaczy mieszane pochodzenie tego jonu w wodach podziemnych jury górnej, a dodatkowa ilość tego jonu w odpływającym materiale rozpuszczonym może pochodzić z naturalnych procesów rozpuszczania oraz utleniania minerałów siarczkowych.

Spektrum spływu jonowego dla źródła w Ryczówku II przy różnej wydajności

Table 18

Spectra of ionic runoff for different discharge of Ryczówek II spring

Data (Date)	Q [m ³ /s]	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Jednostka (Unit)
27.10.1989	0.021	88,0	2,4	1,9	1,4	207,6	5,7	35,2	12,4	[mg/l]
		1,85	0,05	0,04	0,03	4,36	0,12	0,74	0,26	[g/s]
		16,0	0,4	0,3	0,3	37,7	1,0	6,4	2,2	[kg/d]
25.03.1990	0.008	87,5	0,0	2,5	1,3	203,8	32,5	10,0	15,0	[mg/l]
		0,70	0,0	0,02	0,01	1,63	0,26	0,08	0,12	[g/s]
		6,0	0,0	0,2	0,1	14,1	2,3	0,7	1,0	[kg/d]

Krasowe procesy zapadliskowe wywołane działalnością człowieka w olkuskim rejonie eksploatacji rud cynku i ołowiu

Morfologicznymi atrybutami przebiegu procesów krasowych w warunkach naturalnych są różnej wielkości zamknięte depresje, głównie lejki krasowe. Pod względem genetycznym formy te mogą być: korozyjne, reprodukowane w osadach pokrywowych, zapadliskowe oraz poligenetyczne (zob. m.in. Beck, 1984; Jennings, 1985; Ford, Williams, 1989). W warunkach naturalnych (bez udziału czynników antropogenicznych) procesy rozpuszczania skał węglanowych oraz towarzyszące im ruchy grawitacyjne są podstawowymi procesami prowadzącymi do rozwoju depresji krasowych. Generalnie nie stanowią one problemów natury inżynierskiej, poza tym ich rozwój nie jest kontrolowany i modyfikowany w wyniku działalności człowieka. W wielu obszarach krasowych depresje krasowe są przedmiotem zagospodarowywania lub mechanicznego przemodelowania (np. w silnie zasiedlonych obszarach basenu Morza Śródziemnego). Ze względu na dużą chłonność wód opadowych lejki mogą stanowić miejsce przenikania zanieczyszczeń do wód podziemnych (Gunn, 1981; Smith, 1993; Williams, 1983).

Naturalne, aktywne współcześnie procesy zapadliskowe prowadzące do rozwoju form głównie o kształcie cylindrycznym są dość powszechne w warunkach krasu tropikalnego (przede wszystkim w krasie poligonalnym). Przykłady tworzenia się współcześnie takich form podaje M. Day (1984) z obszarów krasowych Jamajki (prawie 3 formy na km²) czy A. Tyc (1992) z masywu

Pan de Guajaibon na Kubie. Bezpośrednią przyczyną rozwoju takich procesów jest koncentracja przepływu powierzchniowego w obrębie depresji krasowych w czasie ekstremalnych opadów atmosferycznych, jakie zdarzają się w tej strefie klimatycznej w czasie cyklonów tropikalnych. W niektórych obszarach krasowych duże formy zapadliskowe są dość powszechnymi poligenetycznymi formami krasowymi (np. Propast Macochy w Morawskim Krasie, Wielki i Mały Lej w Škocjan w Słowenii). W omawianym obszarze naturalne formy tego typu nie występują we współczesnej rzeźbie. Niemniej jednak nie można wykluczyć, że są tu obecne relikty poligenetycznych form należących do rzeźby paleokrasowej (Wilk, 1982; Wilk i in., 1989).

Krasowe formy zapadliskowe i reprodukowane w osadach pokrywowych

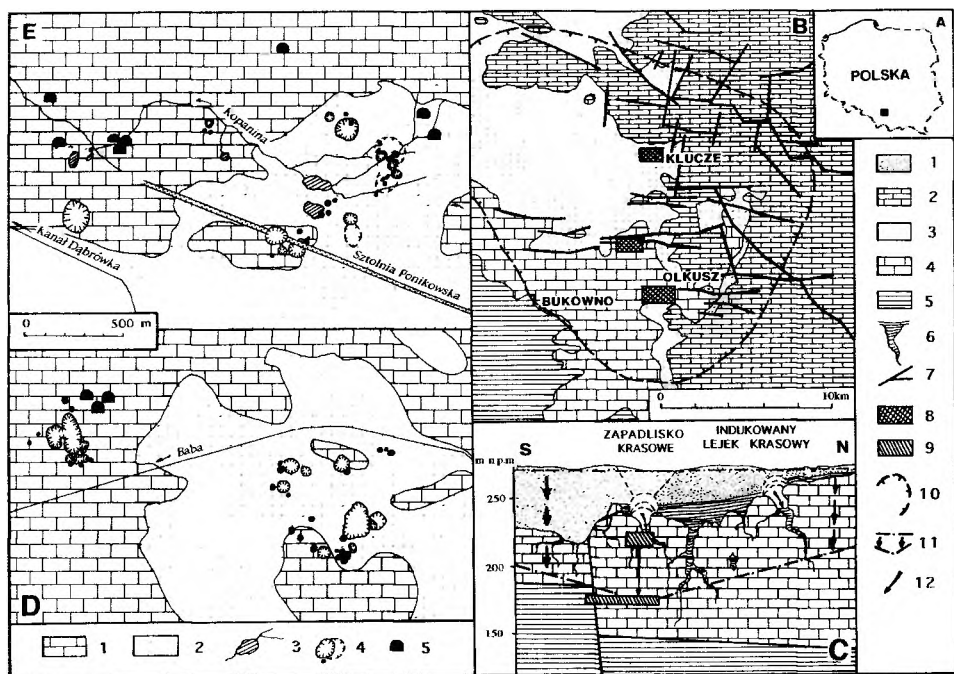
Wapienie i dolomity środkowego triasu krasu olkusko-zawierciańskiego są w znacznej części przykryte warstwą nieprzepuszczalnych osadów retyko-liasu i dlatego nie mają typowej morfologii krasowej na powierzchni. Niemniej jednak współcześnie pod wpływem zmian hydrologicznych oraz podziemnej eksploatacji rud cynku i ołowiu wytworzyła się tu specyficzna antropogeniczna rzeźba, której podstawowymi elementami są lejki zapadliskowe oraz reprodukowane w osadach retyko-liasowych i czwartorzędowych. Ich geneza jest związana zarówno z procesami zapadliskowymi, jak i podziemnej sufozji luźnych osadów obecnej przy rozwoju form reprodukowanych.

Problem powstawania nieciągłych deformacji pod wpływem działalności człowieka dotyczy wielu obszarów krasowych na świecie. W ostatnich latach jest on szczególnie mocno dyskutowany ze względu na znaczne koszty ponoszone na ochronę terenów zagrożonych powstawaniem form zapadliskowych i na usuwanie skutków katastrof z nimi związanych. Duże zmiany stosunków wodnych i naprężeń w obrębie masywów węglanowych dotyczą zarówno terenów objętych górnictwem eksploatacją surowców mineralnych, jak i wód podziemnych. W dziewiętnastu wschodnich stanach USA (głównie w Alabamie i na Florydzie) istnieje ponad 850 obszarów zagrożonych występowaniem tego typu niekorzystnych zjawisk, w których w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat powstało ponad 6500 lejków (Beck, 1984; Newton, 1987; Newton, Tanner, 1987). W Chinach formy zapadliskowe są związane na ogół z eksploatacją wód podziemnych i stanowią największy problem dla środowiska obszarów krasowych. Tylko w kilku prowincjach południowych Chin zarejestrowano 768 obszarów z prawie 30 000 form (D a o x i a n i in., 1991; D a o x i a n, 1993). Podobne problemy związane są z gospodarczym

wykorzystywaniem, głównie eksploatacją, wód podziemnych, a także budową sztucznych zbiorników w obszarach krasowych Rosji (Gorbunova i in., 1990).

Szczegółowa charakterystyka obszarów występowania form zapadliskowych i reprodukowanych w rejonie olkuskim, jak również próby określenia genezy tych form były przedmiotem wielu opracowań i ekspertyz. Wśród nich należy wymienić prace Z. Wilka i A. Tokarskiego (Rózkowski, Wilk, 1982), Z. Wilka, J. Motyki i J. Niewdany (1973) oraz J. Sztelaka i Z. Wilka (1979). Jako materiał archiwalny, rejestrujący bezpośrednie okoliczności rozwoju pierwszych deformacji, były podstawą szerszego opracowania genezy form zapadliskowych i reprodukowanych. Opracowania te, a ponadto materiały źródłowe dokumentacji geodezyjnej ZGH „Bolesław” dla rejonów występowania form oraz przeprowadzone w latach 1983—1990 prace terenowe i interpretacja zdjęć lotniczych umożliwiły sformułowanie pewnych prawidłowości dotyczących genezy oraz tendencji rozwojowej deformacji terenu w krasie olkusko-zawierciańskim (Tyc, 1984, 1987, 1989, 1990 a, b).

Przestrzenny rozkład obszarów objętych powstawaniem form zapadliskowych i reprodukowanych w rejonie olkuskim przedstawiono na ryc. 69. Krótką charakterystykę tych obszarów podaje tab. 19. Zasięg przestrzenny występowania form zapadliskowych jest ściśle związany ze strefą oddziaływania depresji hydraulicznej kopalń rud cynku i ołowiu oraz ujęć wód podziemnych w Łazach Błędowskich (ryc. 69). Depresja ta wytworzona w skałach środkowego triasu objęła również pokrywowe osady czwartorzędowe. Wynika to z faktu, iż izolujące te dwa ogniwa stratygraficzne utwory kajpru są na omawianym terenie silnie zredukowane. Brak pokrywy izolującej jest związany głównie z kopalną rzeźbą erozyjną, w której dominuje południkowa kopalna dolina pra-Przemszy oraz jej dopływów (Wilk, Motyka, 1977; Motyka, 1988; Tyc, 1989) (por. ryc. 45). Wspólną cechą wszystkich rejonów występowania omawianych form zapadliskowych stanowi dolinny charakter rzeźby współczesnej oraz znaczne przekształcenie stosunków hydrograficznych wynikające nie tylko ze sztucznego drenażu górniczego, lecz także z przebudowy istniejących cieków naturalnych (zob. Tyc, 1989). Jednym z istotnych czynników prowadzących do rozwoju deformacji jest dokonywanie przebudowy hydrotechnicznej dolin rzecznych omawianego obszaru w warunkach istniejącego ich związku hydraulicznego z odwodnionym masywem węglanowym. Brak form zapadliskowych i reprodukowanych w północno-zachodniej części obszaru objętego depresją autor wiąże z bardziej równomierną pokrywą osadów kajprowych oraz litologią osadów czwartorzędowych przykrywających utwory triasu. W rejonie tym dominują bowiem bardziej gliniaste, słabo przepuszczalne osady zlodowacenia Sanu.



Ryc. 69. Formy zapadliskowe w Olkuskim Okręgu Rudnym i ich związek z budową geologiczną oraz z paleokrasem

A — lokalizacja Olkuskiego Okręgu Rudnego, B — budowa geologiczna (bez osadów czwartorzędowych) i lokalizacja obszarów występowania form zapadliskowych, C — schemat powstawania form zapadliskowych w okolicach Olkusza i Kluczy: 1 — osady czwartorzędowe (piaski i gliny), 2 — skały węglanowe jury, 3 — nieprzepuszczalne osady triasu górnego i jury dolnej, 4 — skały węglanowe triasu, 5 — skały podłoża paleozoicznego, 6 — osady wypełniające formy krasowe, 7 — główne uskoki, 8 — miejsca występowania form zapadliskowych, 9 — wyrobiska górnicze, 10 — zasięg depresji hydraulicznej w skałach węglanowych triasu, 11 — schematyczne przedstawienie tendencji zwierciadła wód podziemnych w skałach węglanowych triasu, 12 — kierunek migracji osadów wypełniających formy krasowe pod wpływem obniżenia się zwierciadła wód podziemnych. Rozróżnienie form zapadliskowych w rejonie Baby — kopalnia „Olkusz” (D) i w rejonie Hutek—Dąbrówki — kopalnia „Pomorzany” (E). Budowa geologiczna (bez osadów czwartorzędowych): 1 — skały węglanowe triasu, 2 — nieprzepuszczalne osady triasu górnego, 3 — elementy sieci hydrograficznej — rzeki, wyschnięte zbiorniki wodne, kanały wód dolowych, 4 — formy zapadliskowe i niekiedy osiadania, 5 — węzły pustki podziemne napotkane w wyrobiskach górniczych

Fig. 69. Collapses and subsidences induced by human activity in the Olkusz lead-zinc ore exploitation district

A — location of the Olkusz lead-zinc ore exploitation district, B — geology (without Quaternary deposits) and location of collapse and subsidence occurrence, C — schema of development of collapse and subsidence processes: 1 — Quaternary deposits (sands and clays), 2 — carbonate rocks (Jurassic), 3 — impermeable rocks (Upper Triassic-Lower Jurassic), 4 — carbonate rocks (Triassic), 5 — impermeable rocks (Paleozoic), 6 — fillings of karst forms (paleokarst), 7 — main faults, 8 — location of areas of collapse and subsidence occurrence, 9 — mine galleries, 10 — extent of the hydraulic depression cone in Triassic rocks, 11 — cone decrease of underground water level due to lead-zinc ores and water exploitation, 12 — direction of sediment migration within paleokarst due to underground water withdrawal. Situation and geology of areas of collapse and piping occurrence: D — „Olkusz” mine, E — „Pomorzany” mine; 1 — carbonate rocks (Triassic), 2 — impermeable rocks (Upper Triassic), 3 — hydrographic network, 4 — collapses and subsidences, 5 — caves and large cavities discovered in mine galleries

Formy zapadliskowe i indukowane lejki krasowe w rejonie Olkusza

Subsidence and induced sinkholes in the Olkusz region

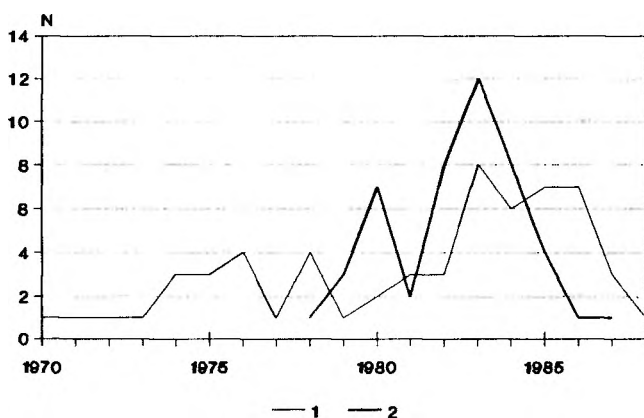
Nr (No.)	Liczba form (Number of forms)	Rozmiar (Dimension) [m]		Opis (Description)	Źródło (Source)
		średnica (diameter)	głębokość (depth)		
A	8	—	—	Lejki indukowane pojawiły się w końcu lat sześćdziesiątych w osiem lat po stwierdzeniu pierwszych dopływów wody do kopalni „Olkusz”. Formy powstały w dolinie Witeradówki około 2,5 km na SE od wyrobisk kopalni.	A. Tokarski, Z. Wilk, materiały archiwalne, za A. Rózkowskim, Z. Wilkiem, 1982
B	61	2—90	1,3—20,5	Zapadliska i lejki indukowane powstają od lipca 1970 roku. Część jest zlokalizowana w dolinie Baby po obu stronach linii kolejowej Katowice—Kielce. Pozostałe, niewielkie formy powstają na terenie kopalni „Olkusz” i w Olkuszu Starym. Są związane ze starą eksploatacją. Większość form jest zlokalizowana nad wyrobiskami kopalni „Olkusz”.	dokumentacja kopalni „Olkusz”; Wilk, Motyka, Niewdana, 1973; Tyc, 1984, 1987, 1989
C	50	3—120	1,5—40	Zapadliska i lejki indukowane powstają od kwietnia 1978 roku. Formy występują na SE i E od osady Hutki oraz w Dąbrówce. Część form powstała w obrębie Sztolni Ponikowskiej. Związane są z wyrobiskami kopalni „Pomorzan”.	dokumentacja kopalni „Pomorzan”; Tyc, 1984, 1989
D	49	1—18	0,5—15	Indukowane lejki krasowe powstałe w latach 1976—1985 w zakolu Białej Przemszy na W od Kluczewskiej Fabryki Papieru i Celulozy. Obszar ich występowania częściowo wchodzi na Pustynię Błędowską.	Tyc, 1984, 1989

Terminy „lej zapadliskowy” lub „zapadlisko górnicze” stosuje się w polskiej literaturze problemu wspólnie dla wszystkich zarejestrowanych w rejonie Olkusza form zapadliskowych i reprodukowanych (Rózkowski, Wilk, 1980, 1982; Sztelak, Wilk, 1979; Wilk, Motyka, Niewdana, 1973). Wspólną nazwę „zapadlisko” (*subsidence pit*) dla form powstających w obszarach krasowych w związku z zapadaniem się stropu wyrobisk górniczych lub sufozji osadów do tych wyrobisk proponują R. J. Hodek,

A. M. Johnson i D. B. Sandri (1984). Dla omawianego obszaru autor proponuje jednak wydzielenie wśród takich form dwóch osobnych grup — zapadlisk górniczych *sensu stricto* i krasowych. Podstawą wydzielenia jest różny rodzaj impulsu prowadzącego do powstania zapadliska przy krasowym typie masywu w obu przypadkach. Formy zapadlisk tych dwóch typów są bezpośrednio związane z wyrobiskami kopalń rud cynku i ołowiu rejonu olkuskiego (kop. „Olkusz” i „Pomorzany”). Osobny typ form zapadliskowych i reprodukowanych rejonu olkuskiego reprezentują indukowane lejki krasowe, które występują w strefie oddziaływania sztucznego drenażu wyrobisk górniczych, lecz poza zasięgiem bezpośredniej eksploatacji górniczej.

Zapadliska górnicze *sensu stricto*

Typowe zapadliska górnicze są związane ze sposobem prowadzonej w rejonie olkuskim eksploatacji rud cynku i ołowiu systemem komorowo-zawałowym. Formy takie występują w bezpośredniej strefie wyrobisk górniczych kopalń „Olkusz” i „Pomorzany”. Ich rozkład przestrzenny jest wypadkową kierunków prowadzonej eksploatacji komorowo-zawałowej i zasięgu pokrywy kajprowej. Ze względu na stosowaną od kilku lat podszadkę półpłynną w celu likwidacji wyeksploatowanych komór (ponad 80% wyrobisk) rozwój nowych zapadlisk górniczych *sensu stricto* jest prawie całkowicie wyeliminowany. Wyraża się to spadkiem ogólnej liczby form zapadliskowych powstających w rejonach kopalń „Olkusz” i „Pomorzany” w ostatnich kilku latach (ryc. 70).



Ryc. 70. Wykres tendencji powstawania form zapadliskowych w latach 1970–1988 w rejonie kopalni „Olkusz” (1) i kopalni „Pomorzany” (2)

Fig. 70. Tendency of induced sinkholes and subsidences development in the period of 1970–1988 in „Olkusz” mine (1) and „Pomorzany” mine (2) areas

Do grupy typowych zapadlisk górniczych należy zaliczyć również niewielkie lejki zapadliskowe powstałe w wyniku dawnej eksploatacji górniczej w rejonie Olkusza Starego. Ich powstawanie jest wywołane zawalaniem się stropów płytko leżących starych wyrobisk górniczych dawnych kopalń rud srebra i ołowiu. Na rozwój lejków ma wpływ przebieg współczesnej eksploatacji oraz ruch kołowy na drodze szybkiego ruchu nr 4 Wrocław—Kraków. Istotne jest tu również powiązanie sztucznych korytarzy starych wyrobisk z naturalnym przebiegiem form paleokrasowych będących przedmiotem eksploatacji (utlenione partie złoża rud srebra i ołowiu). Większość tych niewielkich lejków zapadliskowych powstaje w bezpośrednim sąsiedztwie drogi szybkiego ruchu, prowadząc często do jej uszkodzenia. Formy te nie mając nic wspólnego z systemem współczesnej eksploatacji w kopalni „Olkusz”, tworzą się nadal w sposób nie kontrolowany. Są to jedne z najbardziej uciążliwych dla omawianego obszaru deformacji powierzchni terenu.

Mechanizm powstawania zapadlisk górniczych *sensu stricto* ma bezpośredni związek z zawalem górniczym. Rozwój deformacji występuje w momencie dojścia strefy zawału do stropu sztywnego masywu węglanowego. Zjawisko takie może mieć miejsce ze względu na paleokrasowy charakter powierzchni stropu serii węglanowej triasu (wapienia muszlowego) i związaną z nim urozmaiconą morfologię podłoża czwartorzędu (Wilki i in., 1989; Tyc, 1990). W strefach dużych kopalnych form krasowych oraz wspomnianej kopalnej doliny pra-Przemszy występuje bowiem zbyt płytkie położenie komór eksploatacyjnych w stosunku do powierzchni morfologicznej stropu serii węglanowej triasu. W zapadliskach górniczych *sensu stricto* występuje ściśle powiązanie czasu powstania form z prowadzonymi pracami likwidacyjnymi w komorach — najczęściej dochodzi do natychmiastowego rozwoju zapadliska po zawale komory. Cechą charakterystyczną tych form w rejonie olkuskim jest duży rozmiar deformacji — największe zarejestrowane formy znajdują się w rejonie Bolesławia, Hutek i w dolinie Baby — oraz tendencja do rozwoju w obrębie istniejących już zapadlisk mniejszych form jako rezonans zawału lub kolejnego jego kroku.

Zapadliska górnicze krasowe

Z punktu widzenia procesów krasowych aktywizowanych przez człowieka specjalną grupę form zapadliskowych rejonu olkuskiego stanowią zapadliska górnicze związane genetycznie z kopalną rzeźbą krasową tego obszaru. W przypadku tych form prowadzona eksploatacja górnicza, głównie powstanie wielkiej liczby pustek, i zmiana mechaniki górotworu oraz głębokie odwodnienie serii węglanowej triasu to jedynie impuls do przemieszczania się wypełnień paleokrasu i rozwoju deformacji na powierzchni. Podstawowym

czynnikiem powodującym, że nawet leżące na dużych głębokościach wyrobiska górnicze mogą przechodzić przez strefy sporych form krasowych wypełnionych zarówno utworami rezidualnymi, jak i brekcją krasową jest głęboki kras kopalny w wapieniach i dolomitach triasu środkowego (Tyc, 1984, 1989, 1990). Właśnie te strefy są miejscem zainicjowania rozwoju zapadliska (ryc. 69). W pierwszej fazie rozwoju formy zapadliskowe krasowe mają kształt stromościennej stożka lub nawet komina, a dopiero w efekcie osypywania się luźnych osadów czwartorzędowych do momentu osiągnięcia kąta naturalnego spadku tworzy się charakterystyczny lej o dużej średnicy i łagodnych ścianach (fot. 3). Cechą charakterystyczną, wyróżniającą owe formy od typowych zapadlisk górniczych, jest ich powstawanie także poza strefą bezpośredniego oddziaływania wyrobisk górniczych kopalń „Olkusz” i „Pomorzany”.



Fot. 3. Forma zapadliskowa reprodukowana w osadach czwartorzędowych w obszarze górniczym kopalni „Olkusz” (fot. A. Tyc)

Phot. 3. Induced sinkhole in the vicinity of „Olkusz” mine (Phot. A. Tyc)

Ponadto rozwijają się one w obszarach o dużej ilości stwierdzonych w czasie eksploatacji form krasu podziemnego — fragmentów jaskiń i kominów krasowych zarówno otwartych, jak i wypełnionych osadami.

Wielu informacji przybliżających genezę zapadlisk górniczych krasowych dostarczyły obserwacje wykonane w obrębie powstałego w sierpniu 1988 roku zespołu zapadlisk w Dąbrówce, w sąsiedztwie skrzyżowania drogi nr 4 Wrocław — Kraków z drogą Bolesław — Klucze (fot. 4). Obszar ten jest związany z występowaniem płytko pod powierzchnią terenu skał węglanowych triasu (wzniesienie Dąbrówki) oraz brakiem pokrywy kajprowej. Z tego powodu



Fot. 4. Zapadlisko krasowe w Dąbrowce w sąsiedztwie drogi szybkiego ruchu Wrocław—Kraków powstałe w sierpniu 1988 roku
(loc. A. Tyc)

Phot. 4. Large subsidence pit developed in August 1988 in Dąbrowka, in the vicinity of speedway Wrocław—Cracow (Phot. A. Tyc)

forma zachowała swoje skalne ściany i na dość dużym odcinku możliwa była obserwacja morfologii krasowej stropu wapienia muszlowego. W obrębie głównego zapadliska dało się wyróżnić kilka mniejszych lejków powstających w strefach wypełnień osadowych kopalnych form krasowych (kominów, studni krasowych) w stropie skał węglanowych. Osady takie, kontaktujące się ze sztywnym blokiem wapieni, zostały stwierdzone w NW pionowej ścianie zapadliska. Interesujących informacji dostarczyła również przypadkowa obserwacja procesu tworzenia się zapadliska zarejestrowana w „korzeniowej” jego części w wyrobisku kopalni „Olkusz” w 1982 roku (Tyc, 1984). W czasie prac górniczych zaobserwowano odsklepianie się od stropu eksploatowanej komory osadów ilastych, wypełniających dużą formę krasową. W ciągu doby na powierzchni utworzył się nad tą strefą regularny lej zapadliskowy. Schemat powstawania zapadlisk górniczych — krasowych przedstawiono na ryc. 69. Zdaniem autora, taką genezę miały dwie pierwsze formy zapadliskowe w południowej części kopalni „Olkusz”, których szczegółowe uwarunkowania geologiczne i hydrogeologiczne przedstawili Z. Wilk, J. Motyka i J. Niewdana (1973).

Ze względu na fakt, że eksploatację systemem komorowo-zawałowym prowadzi się poza obszarami zainwestowania na powierzchni (filary ochronne), zapadliska górnicze *sensu stricto* powodują zniszczenia głównie poza obiektami inżynierskimi. Terenami zagrożonymi ich powstawaniem są przede wszystkim kompleksy leśne Nadleśnictwa Olkusz. Inaczej jest w przypadku zapadlisk górniczych krasowych. O miejscu powstania takiej formy w mniejszym stopniu decyduje rozmieszczenie wyrobisk górniczych na rzecz roli, jaką odgrywa przebieg form kopalnego drenażu krasowego i jego związek z paleomorfologią. Dlatego zapadliska tego typu rozwijają się również na terenach zagospodarowanych, w obrębie osiedli, dróg i kanałów wód dołowych.

Indukowane lejki krasowe

Indukowane lejki krasowe (*induced sinkholes*) po raz pierwszy zostały wyodrębnione jako osobny rodzaj lejków krasowych przez T. J. Aleya, J. H. Williamsa i J. W. Massella w 1972 roku (Newton, 1987). Ich definicja i szczegółowa charakterystyka zostały zmodyfikowane i szeroko rozpowszechnione przez J. G. Newtona (1984, 1987), który lejki indukowane uważa za formy powstałe w wyniku obniżenia się zwierciadła wód podziemnych oraz takie, które powstają w wyniku działań inżynierskich na powierzchni terenu (zmiana struktury masywu, modyfikacji użytkowania gruntu, budowy oraz prac hydrotechnicznych). Lejki indukowane powstają głównie w wyniku wzbudzenia naturalnych procesów w następstwie dzia-

łałości antropogenicznej. Są to lejki reprodukowane w osadach, powstałe w wyniku działalności człowieka. Formy te to najczęściej występujący typ form zapadliskowych w obszarach krasowych objętych intensywną eksploatacją wód podziemnych (m.in. Floryda, południowe Chiny). W polskiej literaturze krasowej pojęcie to zostało wprowadzone przez A. Tyca (1989, 1990), natomiast w odniesieniu do podobnych form w krasie lubelskim (kreda pizująca) R. Dobrowolski (1993) proponuje określenie wertebu indukowanego.

W omawianym obszarze indukowane lejki krasowe rozwijają się w dolinie Białej Przemszy w sąsiedztwie Kluczewskiej Fabryki Papieru (ryc. 69, tab. 19). Formy te były przedmiotem szczegółowych badań terenowych oraz interpretacji zdjęć lotniczych z lat 1958, 1973, 1981 i 1987, a ich wyniki zostały przedstawione we wcześniejszych pracach autora (Tyc, 1984, 1989, 1990). Cechą charakterystyczną indukowanych lejków krasowych rejonu olkuskiego jest brak bezpośredniego związku z wyrobiskami górniczymi kopalń „Olkusz” i „Pomorzany”. Dolina Białej Przemszy objęta procesami zapadliskowymi jest oddalona od tych wyrobisk o około 5 km, leży natomiast w strefie oddziaływania depresji hydraulicznej wytworzonej wskutek sztucznego drenażu (ryc. 69). Dlatego główną przyczyną rozwoju indukowanych lejków zapadliskowych jest tu intensywne obniżenie się zwierciadła wód podziemnych w utworach triasowych i czwartorzędowych. Na podstawie obserwacji terenowych, ale przede wszystkim interpretacji kolejnych zdjęć lotniczych można stwierdzić, że do rozwoju tych form doprowadziły również poważne zmiany hydrotechniczne w odcinku doliny objętej procesami zapadliskowymi (częściowa regulacja rzeki, przebudowa i rozbudowa stawów osadowych) ułatwiające sztuczne zasilanie osuszonego masywu (zob. Tyc, 1984). Duży wpływ na rozwój indukowanych lejków krasowych w dolinie Białej Przemszy miała susza hydrologiczna w latach 1982—1984 (ryc. 13; Meyer, 1984), potęgując niedobór wód gruntowych, zwiększając intensywność działania czynników związanych ze sztucznym zasilaniem. Susza hydrologiczna przypadła bowiem na okres najbardziej wzmożonych prac hydrotechnicznych w dolinie Białej Przemszy. W efekcie złożonych procesów sufozji podziemnej w krótkim okresie początku lat osiemdziesiątych powstało tu ponad 40 lejków indukowanych (tab. 19). Charakteryzują się one stosunkowo małymi rozmiarami w porównaniu z zapadliskami górniczymi oraz dużym skupieniem form na małej przestrzeni. Podobnie jak w przypadku zapadlisk górniczych, w końcu lat osiemdziesiątych zaobserwowano osłabnięcie procesu powstawania form indukowanych najprawdopodobniej związane z ustabilizowaniem się warunków hydrologicznych omawianego obszaru.

Rola procesów zapadliskowych wywołanych antropopresją we współczesnym systemie denudacyjnym obszaru Olkusz—Zawiercie

Wykorzystując dane morfometryczne zapadlisk górniczych i indukowanych lejków krasowych (średnica i głębokość formy) przeprowadzono analizę udziału procesów zapadliskowych wywołanych działalnością człowieka w bilansie denudacyjnym obszaru Olkusz—Zawiercie. Dane dotyczące wymiarów zapadlisk górniczych pochodzą z materiałów archiwalnych Działu Geologiczno-Mierniczego kopalni „Olkusz” i „Pomorzany” (zob. T y c, 1984). Natomiast morfometrię indukowanych lejków krasowych uzyskano na drodze własnych pomiarów wykonanych bezpośrednio w terenie (dolina Białej Przemszy). Ze względu na mało szczegółowe informacje o wymiarach form zapadliskowych z początku lat siedemdziesiątych w rejonie kopalni „Olkusz” (D na ryc. 69) obliczenia wielkości przemieszczonej masy skalnej dotyczą pięciu lat okresu 1978—1983. Należy pamiętać, że tylko w dolinie Białej Przemszy był to okres największego nasilenia rozwoju procesów. Natomiast intensywność powstawania zapadlisk w rejonach kopalni „Olkusz” i „Pomorzany” okres takiego nasilenia przypadł na lata następne (ryc. 70).

Ze względu na typowy kształt form zapadliskowych i reprodukowanych zbliżony, po ustabilizowaniu się formy, do idealnego lejka, do obliczenia objętości przemieszczonej w wyniku procesów zapadliskowych masy skalnej wykorzystano wzór na objętość stożka ($V = 1/3 r^2 h$, gdzie: r — średnia średnica, h — głębokość formy). Na tej podstawie określono przybliżone objętości materiału skalnego przemieszczonego w obrębie każdej formy zapadliskowej, a następnie wyliczono objętości dla poszczególnych obszarów występowania zapadlisk i lejków indukowanych. Największe przekształcenia powierzchni dokonały się w rejonie kopalni „Pomorzany” (E na ryc. 69). Było to 620 tys. m³ w ciągu pięciu lat (1978—1983) (średnio 124 tys. m³/rok). W rejonie kopalni „Olkusz” (D na ryc. 69) wielkość przemieszczonej masy skalnej w latach 1978—1983 wyniosła 350 tys. m³ (70 tys. m³/rok), a w dolinie Białej Przemszy — 20 tys. m³ (4 tys. m³/rok). Łącznie dla całego obszaru objętego procesami zapadliskowymi daje to wielkość 990 tys. m³ w okresie 1978—1983, czyli intensywność procesu wynosiła średnio 198 tys. m³/rok. Biorąc pod uwagę obszar potencjalnego rozwoju procesów deformacji powierzchni (zapadlisk górniczych i indukowanych lejków krasowych), obejmujący tereny w zasięgu depresji hydraulicznej w utworach triasowych, otrzymaną wielkość możemy odnieść do umownej powierzchni 350 km² objętej sztucznym drenażem.

Na podstawie powyższych danych i założeń dla obszaru przekształconych warunków hydrogeologicznych w zbiorniku triasowym wyliczono przybliżoną intensywność tej części denudacji mechanicznej (antropogenicznej),

która jest związana z procesami zapadliskowymi. Wynosi ona około $562 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$ ($2811 \text{ m}^3/\text{km}^2$ w ciągu pięciu lat). Wielkość ta daje warstwę około 3 mm usuniętej skały z całego obszaru depresji hydraulicznej w ciągu pięciu lat, czyli około 0,6 mm/rok. Przyjmując, że procesy te są ograniczone do niewielkich obszarów bezpośrednio zagrożonych, intensywność odniesiona do odpowiednich powierzchni jest faktycznie o jeden rząd wielkości wyższa. Ponadto należy pamiętać, że uzyskana wielkość obejmuje jedynie objętość skał przemieszczonych bezpośrednio w procesie zapadliskowym (przemieszczenie dające efekt morfologiczny) i nie uwzględnia objętości wyeksploatowanej rudy i skały (objętość wyrobisk górniczych) oraz odpływu zawiesiny w wodach dołowych.

Jeśli otrzymane wielkości intensywności procesów zapadliskowych porównamy z intensywnością denudacji chemicznej dla tego samego obszaru (tab. 14), to możemy stwierdzić, że są one prawie dziesięciokrotnie wyższe niż odpływ substancji rozpuszczonych ($62,5 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$). Jednocześnie procesy zapadliskowe są kilkakrotnie bardziej efektywne niż odpływ rozpuszczonych soli w przypadku najbardziej przekształconych antropogenicznie właściwości chemicznych wód podziemnych w warunkach sztucznego odprowadzania dużych ilości wody w zasięgu leja depresji hydraulicznej ($129 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$) (C w tab. 14). Należy pamiętać, że właśnie sztuczny drenaż rozwinięty na tak dużą skalę w rejonie olkuskim (obszar 350 km^2 , odpływ $6,3 \text{ m}^3/\text{s}$) jest głównym czynnikiem sprawczym zarówno dużej intensywności procesów denudacji chemicznej (antropogenicznej), jak i mechanicznej. W warunkach naturalnych w obszarach krasu węglanowego procesy denudacji chemicznej znacznie przewyższają natężenie procesów mechanicznych (Pulina, 1974). Dzieje się tak z dominującymi w systemie geomorficznym krasu procesami rozpuszczania skał węglanowych. Jak pokazuje przykład krasowych obszarów Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, w warunkach silnej antropopresji, przede wszystkim intensywnych przekształceń obiegu wody, głównym procesem morfogenetycznym może się stać mechaniczne przemieszczanie się osadów.

Model procesów krasowych wywołanych antropopresją lub będących pod jej wpływem na przykładzie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej

Obszar olkusko-zawierciański będąc największym obszarem krasowym Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, jest miejscem wielopłaszczyznowego oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze. Jednym z najbardziej istotnych przekształceń tego środowiska są zmiany obiegu wód krasowych pociągające za sobą cały łańcuch przekształceń różnych elementów środowiska przyrodniczego oraz powodujące nasilanie się procesów morfogenetycznych, w tym — niewidocznych gołym okiem — zmian w intensywności procesów denudacyjnych. Przeobrażenia obiegu wody obszaru Olkusz—Zawiercie dotyczą zarówno zmian w funkcjonowaniu i organizacji cyrkulacji w zbiornikach wód podziemnych serii węglanowej triasu i jury górnej, jak i przekształceń składu chemicznego wód.

Bezpośrednie przyczyny przekształceń organizacji cyrkulacji wód podziemnych w obrębie zbiornika serii węglanowej triasu i zbiornika jury górnej są odmienne, jednak w obu przypadkach wiążą się z nadmierną eksploatacją wody. Dla zbiornika triasowego najważniejszą rolę odgrywa sztuczny drenaż wyrobiskami kopalń rud cynku i ołowiu rejonu olkuskiego oraz głębokimi ujęciami wód podziemnych na cele komunalne i przemysłowe. Eksploatacja wód podziemnych zbiornika górnourajskiego odbywa się na mniejszą skalę, lecz lokalnie na zmiany funkcjonowania tego zbiornika wpływa drenaż górniczy, którym są objęte utwory triasowe.

Osobnym zagadnieniem jest antropogeniczne przekształcenie składu chemicznego wód krasowych w obu omawianych zbiornikach. Różny typ organizacji przepływu wody, różny stopień przekształceń tej organizacji oraz przede wszystkim zróżnicowane zagospodarowanie powierzchni spowodowały, że przekształcenia jakości wody są w nich wywołane odmiennymi czynnikami antropogenicznymi. Degradacja składu chemicznego wód podziemnych serii węglanowej triasu jest efektem oddziaływania głównie zanieczyszczeń przemysłowych (ścieki przemysłu papierniczego, wydobywczego i hutniczego). Natomiast w zbiorniku jury górnej degradacja ta jest wynikiem zanieczyszczeń rolniczych i komunalnych.

Wzajemne oddziaływanie wpływów eksploatacji i zanieczyszczenia obu zbiorników komplikują liczne kontakty hydrauliczne pomiędzy zbiornikami. Dużą rolę we wzajemnym powiązaniu przekształceń hydrologicznych i jakości wód obu serii węglanowych obszaru Olkusz—Zawiercie odgrywa paleokras, którego formy w przeszłości geologicznej Wyżyny Śląsko-Krakowskiej łączyły je w jeden system krasowy.

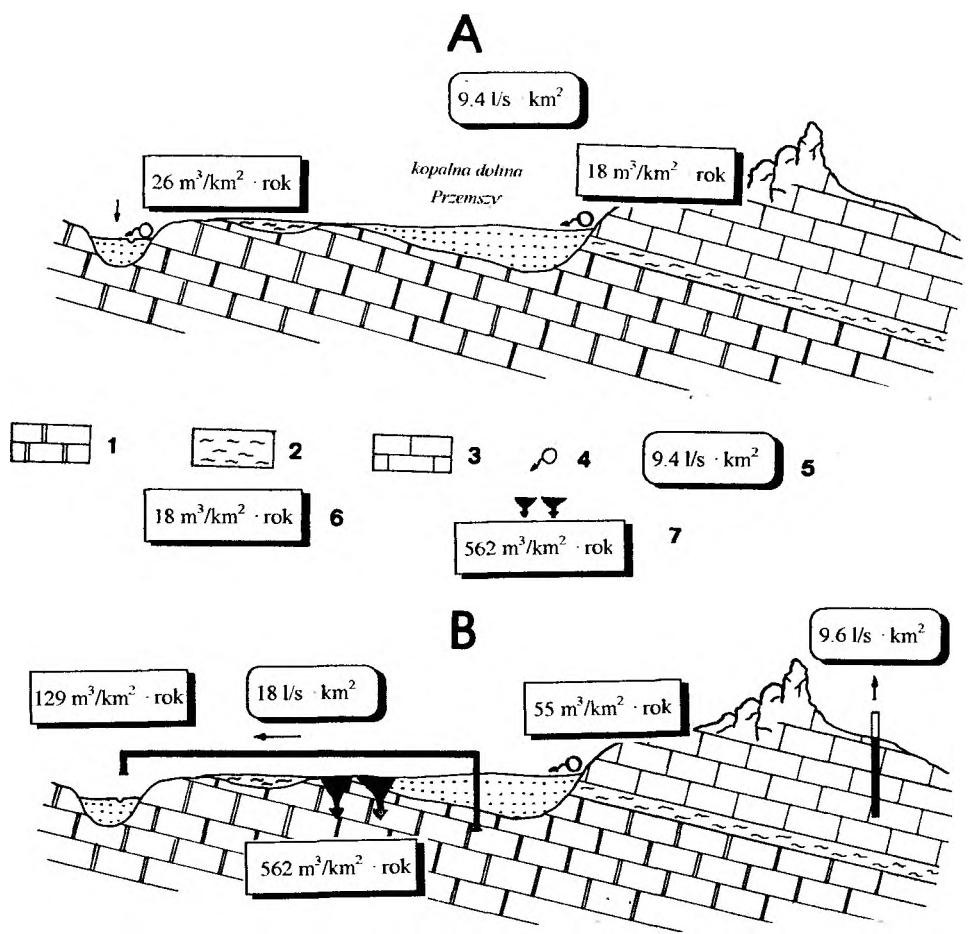
W warunkach wymuszonej cyrkulacji sztucznego drenażu pod wpływem opróżniania wypełnionych form krasu podziemnego następuje wzrost ich przewodności hydraulicznej. Rola wypełnionych form krasu podziemnego w przewodzeniu i magazynowaniu wody w zbiorniku staje się stopniowo taka sama, jaką odgrywają otwarte kanały krasowe. W związku z tym, że wypełnione formy krasowe stanowią relikty dobrze rozwiniętego systemu cyrkulacji krasowej (paleokras), objęta sztucznym drenażem część zbiornika triasowego gwałtownie przechodzi od bardziej rozproszonej organizacji przepływu (*diffuse flow*) do tej związanej z przepływami kanałowymi (*conduit flow*). O skali i znaczeniu tego procesu świadczy fakt, że podstawa sztucznego drenażu znajduje się obecnie poniżej głębokości największego nagromadzenia otwartych i wypełnionych form krasowych (stwierdzonych badaniami w wyrobiskach górniczych i otworach geologicznych). Istnieje zatem duże prawdopodobieństwo, że współczesny „antropogeniczny” system cyrkulacji wód krasowych w zbiorniku serii węglanowej triasu nawiązuje do starego, głównie przedczwartorzędowego systemu krasowego (związanego m.in. z kopalną doliną pra-Przemszy).

Z przeprowadzonej analizy reżimu hydrologicznego i hydrochemicznego źródeł obszaru Olkusz—Zawiercie można wnioskować, że cyrkulacja wód w zbiorniku jury górnej odbywa się mieszanym, rozproszonym — kanałowym systemem. Dużą rolę odgrywają typowe przepływy rozproszone. Jedynie lokalnie, w strefach bardziej zaawansowanej ekshumacji kopalnych dróg przepływu, organizacja cyrkulacji odpowiada kanałowemu systemowi krasowemu (np. źródło w Ryczówku I, Kluczach I i Bzowie). Z wybranych do analizy ośmiu źródeł w różnych częściach jurajskiej części krasu olkusko-zawierciańskiego dominują źródła przelewowe (*overflow springs*) odwadnia-

jące lokalne systemy cyrkulacji, charakteryzujące się wysokim wskaźnikiem zmienności wydajności. Są to Kromolów, Bzów, Ryczówek I, Klucze I. Źródła te posiadają komplementarne wypływy podziemne położone niżej w stosunku do wymienionych źródeł oraz charakteryzujące się mniejszą zmiennością lub prawie zupełnym brakiem zmian wydajności — Ryczówek II, Klucze II, Stoki Kwaśniewskie. Uzyskany obraz reżimu hydrochemicznego dla tych źródeł nie potwierdza wymienionych prawidłowości. Jest on wynikiem modyfikacji, jakie zachodzą w strefie zasilania i drenażu zbiornika w wyniku antropopresji. Wykryty został również istotny wpływ tzw. efektu roztopowego i silnie rozwiniętego epikrasu na modyfikację procesów krasowych związanych z obiegiem wody w masywie krasowym. Istotne znaczenie dla przebiegu procesów hydrochemicznych w strefie epikrasowej ma kriogeniczne przekształcenie granicy skała—gleba w plejstocenie polegające na obecności w tej strefie silnie potrzaskanego i kriogenicznie wysortowanego rumoszu skalnego wapieni górnej jury.

Otrzymane dla serii węglanowej triasu i jury górnej wyniki badań hydrochemicznych upoważniają do stwierdzenia kilku prawidłowości dotyczących jakościowej i ilościowej oceny procesów krasowych:

- Istnieje związek pomiędzy przebiegiem procesów hydrochemicznych w zbiorniku krasowym a sposobem organizacji cyrkulacji wód podziemnych. W obszarze Olkusz—Zawiercie jedynie wody źródeł drenujących kanałowe i rozproszone kanałowe systemy cyrkulacji są okresowo agresywne, a dla ich zlewni uzyskano najniższe wartości denudacji chemicznej ($D_{CH}-TAC < 20 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$). Zgodnie z tą prawidłowością wody podziemne serii węglanowej triasu są przesycone węglanami, a wielkość denudacji chemicznej jest tu wyższa.
- Na podstawie przeprowadzonych w latach 1989 i 1990 badań w zlewni źródła w Ryczówku II stwierdzono, że roczny spływ jonowy wyniósł odpowiednio 104,4 i 113,2 t/rok. Jednocześnie w całkowitej masie rozpuszczonych soli węglany stanowiły zaledwie 60%. Wynika stąd, że w rocznym spływie jonowym prawie 45 t stanowią sole, które nie pochodzą z procesów krasowych. Na podstawie spostrzeżeń dotyczących tzw. efektu roztopowego oraz antropogenicznego modyfikowania wielkości twardości ogólnej wód podziemnych można stwierdzić, że około 20 t odpływających substancji rozpuszczonych w ciągu roku stanowią sole wapnia związane głównie z nawożeniem i opadem pyłów przemysłowych. Natomiast pozostałe 25 t pochodzi z zanieczyszczeń doprowadzanych bezpośrednio do zbiornika wód podziemnych w postaci siarczanów, chlorków i azotanów (nie będących solami wapnia). Ich pochodzenie jest związane zarówno z rolnictwem (nawożenie), jak i gospodarką ściekową w gminach obszaru Olkusz—Zawiercie.



Ryc. 71. Schemat krążenia wód podziemnych i natężenia procesów morfogenetycznych w krasie obszaru Olkusz—Zawiercie w warunkach naturalnych (A) oraz sztucznego drenażu pod wpływem górnictwa rud Zn—Pb i ujęć wód podziemnych, a także silnego zanieczyszczenia środowiska wodnego (B)

1 — seria węglanowa triasu, 2 — seria ilasta górnego triasu, 3 — seria węglanowa jury, 4 — źródła, 5 — spływ jednostkowy, 6 — poziom denudacji chemicznej, 7 — intensywność procesów zapadliskowych

Fig. 71. Schema of groundwater circulation and morphogenetic processes intensity in karst of Olkusz—Zawiercie region in natural conditions (A) and conditions of an artificial drainage caused by lead—zinc ore mining and groundwater exploitation, as well as intense water environment pollution (B)

1 — Triassic carbonate series, 2 — loamy sediments of Upper Triassic, 3 — Jurassic carbonate series, 4 — springs, 5 — unit discharge, 6 — chemical denudation rate, 7 — intensity of collapse and subsidence processes

- Obok procesów hydrochemicznych w obszarze Olkusz—Zawiercie ważną rolę odgrywają mechaniczne procesy krasowe. Są nimi procesy powstawania form zapadliskowych i reprodukowanych w osadach czwartorzędowych

związane bezpośrednio i pośrednio z eksploatacją górnictw. Procesy zapadliskowe są kilkakrotnie bardziej efektywne niż odpływ rozpuszczonych soli w przypadku nawet najbardziej przekształconych antropogenicznie wód podziemnych w warunkach sztucznego drenażu w zasięgu leja depresji hydraulicznej ($129 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$). Wielkość przemieszczonych skał w wyniku tego procesu wynosi około $562 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$. Wielkość ta daje warstwę około 0,6 mm skały usuwanej z obszaru objętego sztucznym drenażem w ciągu roku. Uzyskana wielkość obejmuje jedynie objętość skał przemieszczonych bezpośrednio w procesie zapadliskowym (przemieszczenie dające efekt morfologiczny) i nie uwzględnia objętości wyeksploatowanej rudy i skały (objętość wyrobisk górniczych) oraz odpływu zawiesiny w wodach dołowych. Należy jednak pamiętać, że właśnie sztuczny drenaż rozwinięty na tak dużą skalę w rejonie olkuskim (obszar 350 km^2 , odpływ $6,3 \text{ m}^3/\text{s}$) jest głównym czynnikiem sprawczym zarówno dużej intensywności procesów denudacji chemicznej (antropogenicznej), jak i procesów zapadliskowych.

Model współczesnego systemu morfogenetycznego wschodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej przedstawia ryc. 71.

Na tle średniej wieloletniej wartości opadów atmosferycznych i stanu zwierciadła wód podziemnych obszaru Olkusz—Zawiercie na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej okres badań przeprowadzonych na potrzeby niniejszej pracy można uznać za małowilgotny lub nawet suchy. Z tego punktu widzenia przedstawione wnioski dotyczące przebiegu procesów hydrologicznych i hydrochemicznych w krasie olkusko-zawierciańskim należy odnieść do specyficznych warunków niedostatku wilgoci w środowisku. Niższe opady atmosferyczne w ciągu roku (nawet do 200 mm), brak pokrywy śnieżnej, a w efekcie obniżony nawet o kilkanaście metrów poziom wód krasowych, są wynikiem wieloletnich fluktuacji pogodowych całej centralnej Europy. Niedostatek wilgoci na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej jest jednak pogłębiany w wyniku antropopresji — sztucznego drenażu górniczego — intensyfikują go także ujęcia wód podziemnych, ograniczenie ilości wód naturalnie krążących w środowisku, przerzuty wody kanałami i wodociągami oraz sztuczna izolacja wód powierzchniowych przepływających przez obszar krasowy od systemu cyrkulacji podziemnej.

Wnioski końcowe

W świetle przedstawionych wyników badań wpływ czynników antropogenicznych (antropopresji) na procesy morfogenetyczne w obszarach krasu węglanowego należy rozpatrywać w kilku aspektach:

1. Działalność gospodarczą człowieka powinno się traktować jako dominujący czynnik kształtujący współcześnie warunki graniczne w zbiornikach krasowych — modyfikacja warunków zasilania (zmiany chemizmu wód pod wpływem zanieczyszczeń) oraz warunków drenażu (zmiany położenia zwierciadła wód krasowych w wyniku eksploatacji).

2. Pod wpływem antropopresji jest możliwy:

- wzrost ilości rozpuszczonych soli wynoszonych z masywu krasowego w wyniku:
 - zwiększenia objętości wody odpływającej ze zbiornika — odpływ wody w wyniku sztucznego drenażu często wielokrotnie przekracza ilość wody odpływającej w sposób naturalny;
 - zwiększenia intensywności procesów rozpuszczania skał podłoża przy udziale kwasów pochodzenia antropogenicznego — kwaśne opady atmosferyczne, rozkład materii organicznej z zanieczyszczeń itp.;
- zmniejszenie ilości rozpuszczonych soli wynoszonych z masywu poprzez:
 - stworzenie w zbiorniku wód podziemnych sztucznych warunków wzmagających proces depozycji węglanów — wyrobiska górnicze, gdzie może dochodzić do podobnych zjawisk jak przy przejściu wody krążącej w szczelinach masywu do atmosfery jaskini;
 - zwiększenie gradientów oraz szybkości przepływów w zbiorniku pod wpływem sztucznego obniżenia się bazy drenażu powodujące jednocześnie skrócenie czasu kontaktu wody ze skałą i w efekcie ograniczenie tempa denudacji chemicznej;

- ograniczenie intensywności naturalnych procesów rozpuszczania skał podłoża w wyniku sztucznego nasycenia wód solami wapnia pochodzącymi z zanieczyszczeń antropogenicznych — między innymi pod wpływem procesów zachodzących w strefie epikrasu w czasie roztopów;
- wzrost intensywności denudacji mechanicznej pod wpływem:
- oczyszczania wypełnionych form krasowych w wyniku intensywnego sztucznego drenażu górniczego;
- przemieszczania i dostarczania do obiegu wód podziemnych osadów w wyniku procesów zapadliskowych.

3. Procesy morfogenetyczne rozwijające się pod wpływem antropopresji są w dużej mierze modyfikowane i intensyfikowane w przypadku obecności w masywie paleokrasu lub silnie rozwiniętej strefy epikrasowej.

4. W warunkach klimatycznych strefy umiarkowanej ważnym czynnikiem wpływającym na przebieg procesów morfogenetycznych w krasie węglanowym są roztopy. Warunki zalegania pokrywy śnieżnej, a następnie zjawiska roztopowe (również w czasie odwilży) w znacznym stopniu decydują o ilości wody krążącej w środowisku wapieni oraz wzmagają antropogeniczne przekształcenie składu chemicznego wód podziemnych. Reżim hydrochemiczny wód podziemnych znajdujących się pod wpływem antropopresji w okresach roztopowych odbiega od przyjętych w literaturze krasowej modeli (m.in. chemoqramów źródeł).

Pragnę serdecznie podziękować wszystkim tym, dzięki którym moje badania nad krasem Wyżyny Śląsko-Krakowskiej stały się możliwe i doprowadziły do napisania niniejszej pracy.

Szczególne podziękowania należą się Profesorowi Marianowi Pulinie za wypuszczenie mnie przed laty na „głębokie wody krasowe” i zaufanie, jakim mnie obdarzył w realizacji moich zamierzeń. Serdecznie dziękuję również Paniom Jolancie Opolce-Gądek i Wiesławie Krawczyk za bezcenną pomoc w pracach terenowych i laboratoryjnych. Panom Józefowi Niewdanie i Stefanowi Chawińskiemu pragnę podziękować za wprowadzenie mnie w trudne problemy hydrogeologii oraz górnictwa rud cynku i ołowiu rejonu olkuskiego. Dużą pomoc organizacyjną w trakcie badań uzyskałem ze strony Zarządu Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych województwa katowickiego. Mam nadzieję, że wyniki moich badań choć w części przyczynią się do ochrony wód krasowych Wyżyny i zarazem spełnią się słowa życzeń mojej córki:

„... życzę, aby Ci się źródła śniły,
a w nich źródłana, czysta woda.
Piękna byłaby to przygoda.”

Bibliografia

- Adamczyk A. F., 1990: Wpływ górnictwa rud cynku i ołowiu w rejonie olkuskim na wody podziemne i powierzchniowe. *Zesz. Nauk. AGH. Sozologia i Sozotechnika*. Z. 32, Kraków, s. 41—56.
- Adamczyk A. F., 1991a: Ekspertyza hydrogeologiczna dotycząca możliwości lokalizacji w rejonie przekopu wschodniego kop. „Pomorzany” dołowego ujęcia wód pitnych o wydajności 10—16 m³/min [Arch. ZGH „Bolesław”], Bukowno.
- Adamczyk A. F. [red.], 1991b: Wpływ zawrotu surowych ścieków przemysłowych do czynnego stawu osadowego nr 4 na jakość wód kopalnianych oraz poflotacyjnych kierowanych do kanału Dąbrówka. [Arch. ZGH „Bolesław”], Bukowno.
- Adamczyk A., Chawiński S., 1982: Skażenie wód dołowych kopalni „Pomorzany” związkami lignosulfonowymi. *Przegl. Geol.*, 7, Warszawa.
- Adamczyk A. F., Haładus A., Motyka J., Pacholewski A., Siemiński A., 1995: Zbiornik GZWP 454 Olkusz—Zawiercie: jego granice, główne ogniska zanieczyszczeń i odporność na ich wnikanie. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. T. VII, cz. 1, Kraków—Krynica, s. 51—57.
- Bakalowicz M., 1979: Contribution de la géochimie des eaux a la connaissance de l'aquifere karstique et de la karstification. *These Doct. Univ. Pierre et Marie Curie — Paris 6*, 269 s.
- Bakalowicz M., Mangin A., 1980: L'aquifere karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification. *Mém. L. sér. Soc. Géol. France*, 11, s. 71—79.
- Bakalowicz M., 1992: Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes. L'approche objective du rôle du climat dans la karstogénese. W: J. N. Salomon, R. Maire: *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, s. 61—74.
- Beck B. F., 1984: Sinkhole terminology. W: *Sinkholes, their Geology and Environmental Impact. Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes*, Orlando, Florida, 15—17 October 1984, Boston—Rotterdam.
- Błasiak I., 1989: Hydrologia okolic Kluczy na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. [Maszynopis pracy magisterskiej, Katedra Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego], Sosnowiec.
- Bógli A., 1980: *Karst hydrology and physical speleology*. Springer, Berlin—Heidelberg—New York.

- Bonacci O., 1987: Karst hydrology. With special reference to the Dinaric Karst. Springer, Berlin—Heidelberg—New York, 184 s.
- Bonacci O., 1993: Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. *Hydrol. Sc. Journ.*, 38, 1, 2, s. 51—62.
- Bosak P. (ed.), 1989: Paleokarst, a systematic and regional review. Academia Prague, Praga, 725 s.
- Bukowy S., 1974: Monoklina śląsko-krakowska i zapadlisko górnośląskie. W: Budowa geologiczna Polski. T. 4: Tektonika, Cz. 1. Wyd. Geol., Warszawa.
- Castany G., 1963: *Traité pratique des eaux souterraines*. Dunod, Paris, 658 s.
- Christopher N., Wilcock J., 1991: Temporal and seasonal controls on composition of Derbyshire Resurgences. *Cave Science*, vol. 18, 1, s. 51—54.
- Cyrek K., 1991: Wykopaliska w Jaskini Jasnej k. Strzegowej. [Maszynopis w arch. Zarządu ZJPK woj. katowickiego], Dąbrowa Górnicza.
- Czarnecka H., 1970: Rozmieszczenie i reżim hydrologiczny źródeł na Wyżynie Małopolskiej. *Prace Państw. Inst. Hydrol.-Meteorol.*, 100, Warszawa, s. 71—77.
- Czarnecka, H., 1975: Reżim źródeł na Wyżynie Małopolskiej. *Prace IMGW*, 6, Warszawa, s. 59—151.
- Czyż A., 1993: Zmiany w hydrografii i zasięgu lasów rejonu Olkusz—Sławków w ciągu ostatnich 180 lat na podstawie materiałów kartograficznych i literatury. [Maszynopis pracy magisterskiej, Katedra Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego], Sosnowiec.
- Daoxian Y., Dehao Z., Jintao W., Xuwen Z., Xingrui H., Xunyi W., Guihong C., Yuanfeng Z., Guangzhong C., Ziqiang D., 1991: Karst of China. Geological Publishing House, Beijing, 205 s.
- Daoxian Y., 1993: Environmental Changes and Human Impact on Karst in Southern China. W: P. W. Williams, (ed.) *Karst Terrains, Environmental Changes, Human Impact*. Catena Supplement 25, Cremlingen, s. 99—107.
- Day M., 1984: Predicting the location of surface collapse within karst depressions: A Jamaican example. W: *Sinkholes, their Geology and Environmental Impact*. Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes, Orlando, Florida, 15—17 October 1984, Boston—Rotterdam.
- Dobrowolski R., 1993: Tendencje rozwoju współczesnych procesów krasowych w zasięgu oddziaływania ujęcia wód podziemnych „Wierchowiska” koło Świdnika (Wyżyna Lubelska). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XLVIII, z. 6, Lublin, s. 75—86.
- Dreybrodt W., 1988: *Processes in Karst Systems*. Physics, Chemistry and Geology. Springer Verlag, Berlin, 276 s.
- Dworak Z., Czubał J., 1990: Stan zanieczyszczenia środowiska olkuskiego w świetle interpretacji obrazów satelitarnych. *Zesz. Nauk. AGH. Nr 1368. Sozologia i Sozotechnika*, Z. 32, Kraków, s. 21—31.
- Dynowska I., 1981: Charakterystyka źródeł Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. *Studia Ośr. Dok. Fizj.*, t. VIII, Kraków.
- Dynowska, I., 1983: Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej. *Studia Ośr. Dok. Fizj.*, t. XI, Kraków.
- Ford D., Williams, P., 1989: *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 s.
- Gams I., 1973: Slovenska kraska terminologija. Zveza Geografskih Institucij Jugoslavije, Ljubljana.
- Gams I., 1989: A new definition of karst. W: D. S. Gillieson, D. J. Smith (eds.) *Resource Management and Limestone Landscapes: International Perspectives*. Special Publication No. 2, Department of Geography and Oceanography. Australian Defence Force Academy, Canberra, s. 165—172.

- Gilewska S., 1972: Wyżyny Środkowopolskie. W: Geomorfologia Polski, t. 2, Warszawa.
- Głazek J., Gradziński R., Pulina M., 1982: Karst and caves of Poland. W: Kras i Speleologia. T. 4 (XIII), UŚ, Katowice.
- Głazek J., Pacholewski A., Rózkowski A., 1992: Karst aquifer of the Cracow—Wieluń Upland, Poland. IAH International Contributions to Hydrogeology. Vol. 13. Hannover, s. 289—306.
- Głąbica B., 1993: Zmiany w sieci dróg i osadnictwie rejonu Olkusz—Ślawków w ciągu ostatnich 180 lat na podstawie materiałów kartograficznych i literatury. [Maszynopis pracy magisterskiej, Katedra Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego], Sosnowiec.
- Gorbunova K. A., Maximovich N. G., Kostarev V. P., Andreichuk V. N., 1990: Technogenic impact on the karst in Perm region. *Studia carsologica*, 2, Brno, s. 37—43.
- Gospodaric R., Habić P., 1976: Underground water tracing. Inst. Karst Research, Ljubljana.
- Gunn J., 1981: Hydrological processes in karst depressions. *Z. Geomorph.*, 25 (3), s. 313—331.
- Haładus A., 1988: Modelowanie analogowe intensywnego drenażu utworów triasu w SE części monokliny śląsko-krakowskiej. [Praca doktorska, AGH], Kraków.
- Hill C. A., 1981: Speleogenesis of Carlsbad Caverns and other caves of the Guadalupe Mountains. *Proceedings 8th International Congress Speleo.* (Bowling Green, Kentucky), 1, s. 143—144.
- Hodek R. J., Johnson A. M., Sandri D. B., 1984: Soil cavities formed by piping. W: Sinkholes, their Geology and Environmental Impact. *Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes*, Orlando, Florida, 15—17 October 1984, Boston—Rotterdam.
- Jakucs L., 1959: Neue Methoden der Höhlenforschung in Ungarn und ihre Ergebnisse. *Die Höhle* 10, 4, Wien, s. 88—98.
- Jakucs, L., 1977: Morphogenetics of Karst Regions. Variants of karst evolution. Akademiai Kiado, Budapest.
- James N. P., Choquette P. W. (eds.), 1985: Paleokarst. Springer Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokyo, 416 s.
- Janiec B., 1990: Układy węglanowe a depozycje CaCO_3 w wodach naturalnych Roztocza Zachodniego (SE Polska). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, vol. XLIV/XLV, z. 8, Lublin, s. 145—165.
- Jennings J. N., 1985: Karst Geomorphology. Basil Blackwell, Oxford—New York, 293 s.
- Jokiel P., 1994: Wieloletnie i sezonowe zmiany wydajności wybranych źródeł Polski. *Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej*. T. XVII (XXXVIII). Z. 4, s. 117—130.
- Kleczkowski A. S., 1972: Wody powierzchniowe i podziemne Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. *Studia Ośr. Dok. Fizj.*, t. I, Kraków.
- Konias A. (w druku): Mapa Galicji Zachodniej Pułkownika barona Antoniego Mayera von Heldensfeld z roku 1804. Biblioteka Narodowa, Warszawa.
- Kostrzewski A., Pulina M., 1992: Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej — wprowadzenie. W: Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy. Uniw. Śląski — UAM w Poznaniu, Katowice, s. 7—11.
- Kostrzewski A., Stach, A., 1992: Uwarunkowania zmienności czasowej koncentracji substancji rozpuszczonych w mikrozlewniach (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie). W: Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy. Uniw. Śląski — UAM w Poznaniu, Katowice, s. 143—167.

- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1992: Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorficznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie). W: System denudacyjny Polski. Wrocław, Warszawa, Kraków, s. 11—45.
- Krawczyk W. E., 1989: Jonoselektywna metoda oznaczania zawartości azotanów w wodach. W: Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski. Materiały konferencji, Szklarska Poręba 18—20.09.1989. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej. Nr 58, Wrocław.
- Krawczyk W. E., 1992: Metody terenowej analityki wód krasowych. W: Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy. Uniw. Śląski — UAM w Poznaniu, Katowice, s. 65—83.
- Krawczyk W., Pulina M., Tyc A., 1990a: Zmiany położenia zwierciadła i degradacja jakości wód podziemnych w utworach jurajskich rejonu olkuskiego. Zesz. Nauk. AGH. Sozologia i Sozotechnika. Z. 32, Kraków, s. 57—76.
- Krawczyk W., Pulina M., Tyc A., 1990b: Quantity and quality degradation of upper jurassic aquifer in Olkusz—Zawiercie Karst Region (South Poland). *Studia carsologica*, 2, Brno, s. 75—87.
- Krawczyk W. E., Opołka-Gądek J., Tyc A., 1991: Zanieczyszczenie wód podziemnych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej związkami azotu. Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych. Katowice—Sosnowiec, s. 27—33.
- Krawczyk W. E., Opołka J., 1992: Interpretacja analiz fizykochemicznych wody na przykładzie zlewni Potoku Kościeliskiego (Tatry Zachodnie). W: Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy. Uniw. Śląski — UAM w Poznaniu, Katowice, s. 65—83.
- Krawczyk W. E., Opołka-Gądek J., Tyc A., 1992: Zagrożenie źródeł jurajskich. *Aura*, 2, Kraków.
- Kreitler C. W., Browning L. A., 1983: Nitrogen-isotope analysis of groundwater nitrate in carbonate aquifers: natural sources versus human pollution. *Journ. of Hydrology*, 61, Amsterdam, s. 285—301.
- Kruk J., 1990: Osadnictwo pradziejowe na Wyżynie Krakowskiej. W: Jurajskie Parki Krajobrazowe woj. krakowskiego. Informator krajoznawczy. Kraków.
- Leszkiewicz J., Rózkowski J., Tyc A., 1991: Dynamika wahań zwierciadła wód podziemnych poziomu górnourajskiego i jej związek z opadami atmosferycznymi na przykładzie wybranych studni położonych na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej (wyniki wstępne). W: Przeobrażenia stosunków wodnych na obszarach silnej antropopresji. Materiały konferencji hydrograficznej, 16—18 września 1991, Sosnowiec, s. 26—43.
- Leszkiewicz J., Rózkowski J., Tyc A., 1993: Reakcja zwierciadła wód podziemnych poziomu górnourajskiego w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej na zasilanie roztopowe. W: *Kras i Speleologia*. T. 7 (XVI). UŚ, Katowice, s. 43—56.
- Leśniok M., 1992: Wstępne wyniki badań składu chemicznego opadów atmosferycznych na obszarze Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego i jego peryferiach. W: *Geogr. Studia et Dissertationes*. T. 16. UŚ, Katowice, s. 93—100.
- Leśniok M., Partyka J., 1993: Zanieczyszczenie opadów atmosferycznych na obszarze Ojcowskiego Parku Narodowego w latach 1989—1991. *Prądnik. Prace i Materiały Muzeum im. Prof. Szafera*. T. 7—8, Ojców, s. 205—211.
- Lis K., Wójcik Z., 1960: Triasowa brekcja kostna i kras kopalny w kamieniołomie Stare Gliny pod Olkuszem. *Kwart. Geol.*, 4, 1, Warszawa.
- Liszkowska E., Pacholewski A., 1989: Ilościowa ocena struktury hydraulicznej masywu wapieni górnourajskich zlewni Wiercicy. W: Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karniowice, 11—13 września 1989. SGGW—AR, Warszawa, s. 23—32.

- Lowe D. J., 1992: The origin of limestone caverns: an inception horizon hypothesis. [PhD thesis, Manchester Polytechnic], Manchester.
- Łabędzka A., 1988: Problematyka hydrologiczna pogranicza triasu i jury w rejonie Zawiercia. [Maszynopis pracy magisterskiej, Katedra Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego], Sosnowiec.
- Mangin A., 1975: Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrues et tarissement. *Ann. Speleol.*, 29, 3: s. 283—332; 29, 4: s. 495—601; 30, 1: s. 21—124, Moulis.
- Mangin A., Bakalowicz M., 1989: Orientations de la recherche scientifique sur le milieu karstique. Influences et perceptibles en matière de protection. *Spelunca*, 35, Protection des cavernes et du milieu karstique. Paris, s. 71—79.
- Manojlović P., 1989: The influence of fertilizers on corrosion intensity (ser.-hor.). *Bull. de la Societe Serbe de Geogr. T. LXIX*, 1, Belgrad, s. 41—46.
- Manojlović P., 1992: Hemijska erozija kao geomorfološki proces (teorijski, analitički i metodološki aspekt). Beograd, 112 s.
- Markowicz M., Pulina M., 1979: Ilościowa półmikroanaliza chemiczna wód w obszarach krasu węglanowego. *Uniw. Śląski, Katowice*, 67 s.
- Markowicz-Łochinowicz M., 1968: Procesy współczesnej korozji krasowej masywu wapiennego Jury Częstochowskiej. *Speleologia*, t. 3, z. 2, Warszawa.
- Markowicz-Łochinowicz M., 1983: Jaką wodę pijemy na Jurze Częstochowskiej? *Wszelchwiat*, t. 84, nr 7—8, Kraków, s. 184—186.
- Martin Ph., 1991: Hydromorphologie des geosystemes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume (B. du Rh., Var, France). Etude hydrologique, hydrochimique et de vulnérabilité à la pollution. Thèse Doct. Univ. d'Aix-Marseille II, 326 s.
- Mazur K., Achremowicz J., Burgiel Z., Curyło T., Filipek-Mazur B., Gambuś F., 1989: Stan i ocena gospodarki nawozowej oraz ochrony roślin na obszarze Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych województwa katowickiego. [Maszynopis w archiwum Zarz. ZJPk woj. katowickiego], Dąbrowa Górnicza.
- Meyer W., 1984: Susza hydrologiczna w Polsce w latach 1982-1984. *Gospodarka wodna*, 12, Warszawa.
- Motyka J., 1988: Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. *Zesz. Nauk. AGH. Nr 1157, Geologia*, z. 36, Kraków, 109 s.
- Motyka J., 1989: Uwagi na temat modeli pojęciowych sieci hydraulicznej w skałach szczelinowo-krasowych. W: *Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony*. Karniowice, 11—13 września 1989, SGGW—AR, Warszawa.
- Motyka J., Pulido-Bosch A., Pulina M., 1993: Wybrane problemy hydrologii i hydrogeologii krasowej w skałach węglanowych. W: *Kras i Speleologia*. T. 7 (XVII), UŚ, Katowice.
- Motyka J., Wilk, Z., 1984: Hydraulic structure of karst-fissured triassic rocks in the vicinity of Olkusz (Southern Poland near Cracow). W: *Kras i Speleologia*. T. 5 (XIV), UŚ, Katowice, s. 11—24.
- Newton J. G., 1984: Review of induced sinkhole development. W: *Sinkholes, their Geology and Environmental Impact*. Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes, Orlando, Florida 15—17, October 1984, Boston—Rotterdam.
- Newton J. G., 1987: Development of Sinkholes Resulting From Man's Activities in the Eastern United States. U.S. Geological Survey Circular 968, Denver, 54 s.
- Newton J. G., Tanner J. M., 1987: Case histories of induced sinkholes in the eastern United States. W: *Karst hydrogeology: engineering and environmental applications*. Proceedings of the Second Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Environmental Impacts of Karst. Orlando (Florida), 9—11 February 1987, A. A. Balkema, Rotterdam, Boston, s. 15—23.

- Nicod J., 1986: Les cascades de barrages de travertins de l'Argens Superieur. Mediterranee, 1—2, Aix-en-Provence, s. 71—80.
- Nicod J., 1988: Travaux du groupe d'etude „Mans impact in karst”. Karstologia, 11—12, Nimes, s. 74—75.
- Nicod J., Salomon J. N., 1990: Les mogotes: des reliefs karstiques residuels litho-structuraux et/ou herites comparaison des karsts temperes et tropicaux. Revue Geomorph. D., T. XXXIX, s. 15—38.
- Niewdana J., 1989: Wykorzystanie doliny rzeki Białej do oczyszczania wód dołowych ZGH „Bolesław”. W: Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony. Karniowice, 11—13 września 1989, SGGW-AR, Warszawa.
- Niewdana J., 1993: Zagrożenie jakości wód triasowych rejonu Olkusza w związku z przewidywanym zakończeniem eksploatacji kopalń rud. W: Kras i Speleologia. T. 7 (XVI). UŚ, Katowice, s. 57—63.
- Quinlan J. E., Alexander E. C. jr., 1987: How often should samples be taken at relevant locations for reliable monitoring of pollutants from agricultural, waste disposal, or spill site in a karst terrane? A first approximation. W: Karst hydrogeology: engineering and environmental applications. Proceedings of the Second Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Environmental Impacts of Karst. Orlando (Florida), 9—11 February 1987, A. A. Balkema, Rotterdam, Boston, s. 277—286.
- Pawlak I., 1965: Warunki hydrogeologiczne Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej od Liswarty do Rowu Krzeszowickiego. Z badań hydrogeologicznych w Polsce. Biul. Inst. Geol., t. II, Warszawa.
- Pazdro, Z., 1983: Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa.
- Pelisiak A., 1991: Obozowiska neandertalczyka i inne znaleziska z wykopalisk na Biśniku, woj. katowickie. [Maszynopis w archiwum Zarządu ZJPK woj. katowickiego], Dąbrowa Górnicza.
- Pondel H., 1989: Wpływ nawożenia mineralnego na chemiczne właściwości gleb oraz na wody glebowo-gruntowe i powierzchniowe. W: Wybrane zagadnienia związane z chemicznym zanieczyszczeniem gleb. Ossolineum, Wrocław—Warszawa—Kraków—Gdańsk—Łódź, s. 11—39.
- Przesmycki I., 1929: Monografia przyrodnicza powiatu olkuskiego. Przegl. Gór.-Hutn., 21, Katowice.
- Pulina M., 1972: A comment on present-day chemical denudation in Poland. Geographia Polonica, 23, Warszawa.
- Pulina M., 1974: Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego. Prace Geogr., nr 105, Ossolineum, Wrocław—Warszawa—Kraków—Gdańsk, 159 s.
- Pulina M., 1990: Geomorphological effects of the cryochemical processes. Questiones Geographicae, 13/14, Poznań, s. 99—111.
- Pulina M., 1992: Denudacja krasowa. W: Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy. Uniw. Śląski — UAM w Poznaniu, Katowice, s. 65—83.
- Pulina M., Fagundo J. R., 1992: Tropical karst and chemical denudation of Western Cuba. Geographia Polonica, 60, Warszawa, s. 196—215.
- Pulina M., Tyc A., 1987: Guide des terrains karstiques choisis des Sudety et Haut-Plateau de Silesie-Cracovie. Uniw. Śląski, Sosnowiec, 101 s.
- Pulina M., Tyc A., Krawczyk W., Opołka J., 1990: Opracowanie szczegółowego katalogu źródeł na terenie Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych woj. katowickiego wraz z określeniem zasad ich ochrony przed zanieczyszczeniem. [Maszynopis w archiwum Zarządu ZJPK woj. katowickiego], Dąbrowa Górnicza.
- Punzet J., 1988: Hydrologiczna ocena przebiegu niżówek w latach 1982—1984 w rzekach województwa krakowskiego. Gospodarka wodna, 5, Warszawa.

- Rózkówski A., Rudzińska T., 1977: Wpływ działalności człowieka na zmianę układu ciśnień hydrostatycznych poziomu wapienia muszlowego obszaru śląsko-krakowskiego. *Biul. Geol. UW*, 21, Warszawa, s. 103—115.
- Rózkówski A., Wilk Z., 1980: Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego. *Prace Inst. Geol. Wyd. Geol.*, Warszawa, 319 s.
- Rózkówski A., Wilk Z., 1982: Zagadnienia hydrogeologiczne GZW i jego północno-wschodniego obrzeżenia. W: *Przewodnik LIV Zjazdu PTG*. Sosnowiec, 23—25 września 1982. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Rózkówski A., Kropka J., Rubin K., Witkowski A., 1989: Badania związane z ochroną szczelinowo-krasowych zbiorników wód użytkowych monokliny śląsko-krakowskiej. W: *Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony*. Karniowice, 11—13 września 1989. *SGGW—AR*, Warszawa, s. 86—93.
- Rózkówski A. (red.), 1990: Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej i problemy ich ochrony. *Wyd. SGGW—AR*, Warszawa, 123 s.
- Rózkówski J., 1989: Dynamika rozwoju zanieczyszczeń wód w krasowo-szczelinowym poziomie jury górnej zlewni Rudawy i Prądnika. W: *Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony*. Karniowice, 11—13 września 1989, *SGGW—AR*, Warszawa, s. 73—85.
- Rózkówski J., Tyc A., Leszkiewicz J., 1993: Reakcja zwierciadła wód podziemnych poziomu górnajurskiego na zasilanie opadowe i roztopowe w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Współczesne problemy hydrogeologii*, Wrocław.
- Scanlon B. R., 1990: Relationships between groundwater contamination and major-ion chemistry in karst aquifer. *J. Hydrol.*, 119, Amsterdam, s. 271—291.
- Shuster E. T., White W. B., 1971: Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible mean for characterizing carbonate aquifers. *J. Hydrol.*, 14, Amsterdam, s. 93—128.
- Smith D. I., 1993: The Nature of Karst Aquifers and their Susceptibility to Pollution. W: W. Williams P. (ed.). *Karst Terrains, Environmental Changes, Human Impact*. Catena Supplement 25, Cremlingen, s. 41—58.
- Smith D. I., Atkinson T. C., 1976: Processes, landforms and climate in limestone regions. W: *E. Derbyshire: Geomorphology and climate*. London, s. 369—409.
- Smith D. I., Atkinson T. C., Drew D. P., 1976: The hydrology of limestone terrains. W: T. D. Ford, C. H. D. Cullingford: *The Science of Speleology*. London, s. 179—212.
- Staszic S., 1955: O ziemiórództwie Karpatów i innych gór i równin Polski. *Wyd. Geol.*, Warszawa, 390 s.
- Szelerewicz M., Górny, A., 1986: *Jaskinie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej*. Warszawa—Kraków, 200 s.
- Sztelak J., Wilk Z., 1979: Ekspertyza hydrogeologiczna w sprawie przyczyn powstania deformacji powierzchni terenu w rejonie Kluczewskich Zakładów Papierniczych oraz sposobu rozwiązania gospodarki wodno-ściekowej tego zakładu. [Maszynopis w arch. KZP w Kluczach], Klucze.
- Trudgill S. T., 1985: *Limestone Geomorphology*. London.
- Tyc A., 1984: Formy krasu powierzchniowego w skałach triasowych w rejonie Olkusza. [Maszynopis pracy magisterskiej, Katedra Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego], Sosnowiec.
- Tyc A., 1987: Próba wykorzystania interpretacji zdjęć lotniczych do analizy rozwoju zapadlisk w rejonie kopalń rud cynku i ołowiu. W: *Problemy geograficzne Górnośląskiego i Ostrawskiego Okręgu Przemysłowego*. *Mat. Symp. Polsko-Czechosłowackiego*, Katowice.
- Tyc A., 1989: Współczesne procesy krasowe w strefie oddziaływania kopalń olkuskiego okręgu rudnego. W: *Kras i Speleologia*. T. 6 (XV). UŚ, Katowice, s. 23—39.

- Tyc A., 1990a: Formy zapadliskowe w krasie Olkuskiego Okręgu Rudnego wywołane działalnością górniczą i pompowaniem wód. Zesz. Nauk. AGH. Nr 1368, Sozologia i Sozotechnika. Z. 32, Kraków, s. 100—112.
- Tyc A., 1990b: The origin of sinkholes and collapses in the Olkusz zinc and lead ores exploitation region. *Studia carsologica*, 2, Brno, s. 172—173.
- Tyc A., 1992a: Action actuelle des processus karstiques dans le karst polygonal du Pan de Guajaibon (Sierra del Rosario, NW de Cuba). W: R. Maire, J. N. Salomon: Karst et évolutions climatiques. Presses Universitaires de Bordeaux, s. 135—144.
- Tyc A., 1992b: Wpływ antropopresji na środowisko przyrodnicze w obszarach krasowych (na przykładzie krasu olkusko-zawierciańskiego). W: Kształtowanie środowiska geograficznego i ochrona przyrody na obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych. Z. 5, Katowice, Sosnowiec, s. 5—10.
- Tyc A., 1994: Wpływ antropopresji na procesy krasowe na przykładzie obszaru Olkusz—Zawiercie (Wyżyna Śląsko-Krakowska). [Praca doktorska, Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu], Poznań.
- Tyc A., 1994: Wartości przyrodnicze i kulturowe Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych na terenie województwa katowickiego. Przyroda nieożywiona. Wyd. Zarządu ZJPK woj. katowickiego. Dąbrowa Górnicza, 87 s.
- Tyc A., Opołka-Gądek J., 1992: Wpływ górnictwa i działalności rolniczej na jakość wód podziemnych w południowej części Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych woj. katowickiego — sposoby przeciwdziałania degradacji. [Arch. Zarządu ZJPK woj. katowickiego], Dąbrowa Górnicza.
- White W. B., 1969: Conceptual model for carbonate aquifers. *Ground Water*, 7, 3, s. 15—21.
- White W. B., 1988: *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford Univ. Press, New York—Oxford, 467 s.
- White W. B., Stellmack J. A., 1968: Seasonal fluctuations in the chemistry of karst groundwater. *Actes 4e Congr. Int. Speleol., Yougoslavie, Ljubljana*, 3, Ljubljana, s. 261—267.
- White W. B., White, E. L., 1989: *Karst Hydrology. Concepts from the Mammoth Cave Area*. New York, 346 s.
- Williams P. W., 1983: The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *J. Hydrol.*, 61, Amsterdam, s. 45—67.
- Williams P. W. (ed.), 1993: *Karst Terrains, Environmental Changes, Human Impact*. Catena Supplement 25, Cremlingen.
- Wilk Z. (red.), 1982: Rozpoznawanie zjawisk krasowych w węglanowych utworach olkuskiego rejonu złóż rud Zn-Pb. [Maszynopis w arch. AGH], Kraków.
- Wilk Z., Motyka J., Niewdana J., 1973: Geologiczne i hydrogeologiczne uwarunkowania powstania zapadlisk na obszarze górniczym jednej z kopalń rud cynkowo-olowiowych. *Biul. Inst. Geol.*, 277. Z badań hydrogeologicznych w Polsce, 3, Warszawa, s. 359—378.
- Wilk Z., Motyka J., 1977: Kontakty między poziomami wodonośnymi w oluskim rejonie kopalnictwa rud. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, 1, Kraków, s. 115—143.
- Wilk Z., Motyka J., Józeko I., 1984: Investigations of some hydraulic properties of karst solution openings and fractures. *Ann. Societ. Geol. Pol.*, 54, 1—2, Kraków, s. 15—43.
- Wilk Z., Kawalec T., Motyka J., Zuber K., 1989: Wpływ form krasowych na ukształtowanie pola hydrodynamicznego w otaczających skałach. W: *Kras i Speleologia*. T. 6 (XV). UŚ, Katowice, s. 7—22.

- Wiszniewski W., Chelchowski W., 1975: Charakterystyka klimatu i regionalizacja klimatologiczna Polski. Wyd. Komunik. i Łączn., Warszawa, 36 s.
- Worthington S. R. H., 1991: Karst Hydrogeology of the Canadian Rocky Mountains. [PhD thesis, Department of Geography, McMaster University], Hamilton.
- Zajac K. P., Bik A., Zawodny Z., 1990: Zanieczyszczenie wód opadowych na terenie Ojcowskiego Parku Narodowego. Ochrona Powietrza, 5.

Anthropogenic impact on karst processes in the Silesian-Cracow Upland (Olkusz—Zawiercie area as example)

Summary

This thesis outlines results of an investigation of environmental and anthropogenic impacts on processes within carbonate aquifers. Investigations were conducted at regional and detailed scales of two most important aquifers of the Silesian—Cracow Upland, South of Poland. Conditions and trends of changes in morphogenethic environments of karst under extremely anthropogenic impact of the Silesian Region are explained. Different methods to determine human impact on karst processes and to distinguish natural processes from anthropogenic once in carbonate environments are proposed.

Two factors of the anthropogenic impact: (1) large scale lowering of water level due to lead-zinc ore mining and water intakes (150 m deep hydraulic depression with discharge 380 m³/min) and (2) influence of different anthropogenic activity on the physical and chemical properties of karst water, recived particular attention. A general model of impact of these factors to the karst processes is proposed. The model is tested by a detailed study of processes within the area of hydraulic depression and catchments of eight springs, influenced by different intensity of population and land use.

Human activity should be taken as a predominant factor controlling border conditions of investigated aquifers of the Silesian—Cracow Upland. It means that recharge and drainage conditions are under control of anthropogenic impact and are extremely modified. Recharge transformation comprises quantity and quality changes of sinking and infiltrating water to the karst massif (amount and chemistry of precipitation, water chemistry changes within soil cover and epikarstic zone due to acid rain and fertilizers — dispersed source pollution, point source pollution from farms and surface hydrology etc.). Drainage modification consists mainly of substitution of natural runoff by the artificial one. "Anthropogenic runoff" in artificially drained aquifers of Silesian—Cracow Upland amounts to 18 l/s km² and is two times higher than that in natural conditions.

A chain of processes within karst aquifer under large scale water level lowering and water intake is distinguished: (1) changes in directions and gradients of water circulation, (2) evolution and new establishment of hydrogeological zones influencing sudden evolution of phreatic conduits to vadose channels, (3) development of underground suffosion within cave sediments, (4) development of subsidence, collapse and piping processes above ground (more than 100 forms of different size have been developed), (5) changes in chemical and mechanical denudation rates.

Model of karst spring chemograph in the international literature is reviewed. Traditional model from temperate karst areas in thawing recharge conditions of cold temperate climate is tested and modified. The idea of the „thawing effect” on karst water circulation and karst processes is proposed. „Thawing effect” is shown in water chemistry as a significant increase of calcium, sulphates and nitrates content, total hardness and conductivity of soil water, epikarst and spring water during maximum of thawing. This phenomena is accompanied by low content of bicarbonates. Calcium content and total hardness in water thawing discharge are more connected with sulphates and nitrates from pollution than with dissolution effects in system $\text{CaCO}_3\text{---H}_2\text{O---CO}_2$. Examples from several thawing periods for springs of different regime are presented.

On basis of hydrological, hydrochemical and statistical methods the origin of ion composition of spring water is determined and natural components from anthropic are distinguished. Furthermore, ionic runoff, mass-flux and dissolution ratios for different hydrological conditions and stage of anthropogenic transformations in karst water chemistry were determined.

Connections between a present morphogenetic cycle due to human impact in karst and older stages of karst evolution were investigated, too. It manifests by a role of paleokarst features and well-developed epikarst in modification and stimulation of karst processes impacted by human. Subterranean paleodrainage established in pre-Quaternary karstification in South Poland is exhumed and develops because of deep hydraulic depression within the exploited aquifer. It is one of a main factor inducing development collapse processes and piping in zone of the depression.

Complexity of the anthropogenic impact within carbonate aquifers with predominant autogenic recharge of the Silesian—Cracow Upland is a model for karst plateaux impacted by the industry and agriculture activity in the Central—Eastern Europe.

Andrzej Tyc

L'influence de l'antropopression sur les processus karstiques du plateau de Silésie et de Cracovie (sur l'exemple du périmètre Olkusz—Zawiercie)

Résumé

L'étude présente les résultats d'analyses concernant l'impact de l'environnement et de l'activité humaine sur les processus dans les réservoirs d'eau souterrains dans les rochers de carbonate. Les analyses ont été menées à l'échelle régionale et détaillée dans le périmètre de deux réservoirs d'eau souterrains les plus importants du plateau en question dans la Pologne du Sud. Une reconstruction des conditions et des modifications dans l'environnement karstique morphogénétique dues à l'impact de l'activité humaine a été effectuée. L'auteur a proposé les méthodes d'analyse de l'influence de l'activité humaine sur les processus karstiques ainsi que la répartition des processus naturels des antropogéniques dans un environnement composé des rochers de carbonate.

Deux facteurs antropogéniques ont été particulièrement mis en valeur: (1) rabaissement très important des eaux souterraines, étant le résultat de l'impact de l'exploitation minière de zinc et de plomb et les prises d'eau souterraines (dépression hydraulique de la profondeur 150 m et le débit de 380 m³/min.) et (2) l'impact de différents éléments de l'activité de l'homme sur les propriétés physiques et chimiques des eaux karstiques. Par conséquent, un modèle général de l'impact de ces éléments sur les processus karstiques a été proposé. Le modèle en question a été complété par les études détaillées des processus dans le périmètre de la dépression hydraulique et du bassin-versant de huit sources, avec un aménagement du terrain différent. Etant donné les résultats obtenus, l'activité économique de l'homme doit être traitée comme un facteur dominant qui contrôle les conditions limitées de réservoirs souterrains étudiés dans le périmètre du plateau de Silésie et de Cracovie. Cela signifie que les conditions d'alimentation ainsi que le drainage de réservoirs sont contrôlés par les facteurs antropogéniques et sont fortement transformés. La transformation de conditions d'alimentation s'exprime par les modifications quantitatives et qualitatives d'eau qui infiltre le massif karstique (quantité et composition chimique de pluies, modifications du chimisme des eaux dans le sol et dans la zone épikarstique sous l'influence des pluies acides et des engrais chimiques — sources de pollutions dispersées et pollutions ponctuelles de fermes agricoles, réseau fluvial, etc.). Les transformations du drainage comprennent principalement le remplacement d'évacuation naturelle par un drainage artificiel. „L'évacuation antropogénique” dans des réservoirs drainés artificiellement des eaux souterrains du plateau atteint 18 l/s km² et dépasse deux fois celle qui se produit dans des conditions naturelles.

Sur la base des résultats d'analyses dans les réservoirs karstiques, nous pouvons observer toute une série de processus provoqués par un rabattement du niveau d'eaux souterraines:

(1) modification des sens et des gradients de circulation des eaux souterraines, (2) une nouvelle formation de zones hydrogéologiques dans le réservoir, qui implique une évolution rapide des canaux phréatiques, (3) développement de la suffosion des dépôts de cavernes, (4) développement des processus d'enfoncement sur la surface (plus de 100 formes de dimensions variées ont été créées dans le périmètre d'étude), (5) modifications de la taille de la dénudation chimique et mécanique.

Dans l'étude, a été également modifié le modèle de chimogramme de sources karstiques mentionné dans les ouvrages internationaux. Le modèle traditionnel, provenant de périmètres karstiques de zones modérées a été testé et modifié pour des conditions d'alimentation de la période du dégel au printemps dans le climat modéré. L'influence de „l'effet du dégel” sur la circulation des eaux karstiques et les processus karstiques a été présentée. „L'effet du dégel” est bien visible comme une augmentation du contenu en calcaire, en sulfates et en nitrates, augmentation de la dureté générale et de l'admittance propre des eaux dans le sol, épikarstiques et eaux de source dans l'amplitude du dégel. Ce phénomène est accompagné d'une basse présence d'hydrogénocarbonates dans l'eau. La présence du calcaire et la dureté générale est plus liée aux sulfates et nitrates provenant de la pollution qu'aux effets de dissolution des rochers de carbonate dans un système $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. Plusieurs exemples de périodes de dégel pour des régimes différents ont été présentées.

En utilisant les méthodes hydrologiques, hydrochimiques et statistiques, on a étudié la composition ionique des eaux de sources et essayé de distinguer des éléments naturels des antropogéniques. De plus, on a déterminé un écoulement ionique, un écoulement de la masse ainsi que l'importance de la dénudation chimique pour de différentes conditions hydrologiques et le degré de transformation antropogénique du chimisme des eaux karstiques.

Dans l'étude, a été mise en valeur la relation du cycle morphogénétique contemporain qui est sous l'influence de l'antropopression et les étapes plus anciennes du développement du karst. Elle est visible par le rôle du paléokarst et un développement satisfaisant de la zone épikarstique dans la transformation et la stimulation des processus karstiques qui sont influencés par l'activité de l'homme. Un paléodrainage souterrain formé dans les phases précédant le Quaternaire du karst dans la Pologne du Sud est actuellement exhumé et se développe grâce à une profonde dépression hydraulique dans le réservoir d'eaux souterraines exploité. C'est un des plus importants facteurs qui provoquent le développement des processus d'affaissement dans la zone du drainage artificiel. La complexité de l'influence de l'activité humaine sur les réservoirs des eaux souterraines dans les rochers de carbonates avec un système autochtone dominant d'alimentation constitue un modèle pour les plateaux des zones karstiques de l'Europe Centrale et l'Europe de l'Est, où un impact d'agriculture et d'industrie est important.

BUŚ

Redaktor
Grażyna Wojdała

Redaktor techniczny
Alicja Zajączkowska

Korektor
Włodzimierz Dobrzański

Copyright © 1997
by Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336
ISSN 0137-5482

Wydawca
Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego
ul. Bankowa 12B, 40-007 Katowice

Wydanie I. Nakład: 350 + 50 egz. Ark. wyd. 14,5. Ark. druk.
11,25 + 2 wklejki. Oddano do składu w maju 1997 r. Podpisano
do druku we wrześniu 1997 r. Papier offset. kl. III, 80 g, 70 × 100.
Zam. 213/97 Cena 9 zł

Drukarnia Uniwersytetu Śląskiego
ul. 3 Maja 12, 40-096 Katowice

nr inw.: BGN - 286



BG N 286/1633

ISSN 0208-6336
ISSN 0137-5482