

JAN RUDNICKI

## Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich

**STRESZCZENIE:** Przeprowadzone w ostatnich latach badania hydrogeologiczne w krasie tatrzańskim wykazały, że współczesne przepływy podziemne wód krasowych realizowane są przez oddzielne izolowane od siebie systemy. Można uzasadnić, że stare nieczynne już jaskinie rozwijały się również jako indywidualne niezależne od siebie systemy. Ujęcie takie każe zrewidować dotychczasowe poglądy na ewolucję jaskiń tatrzańskich. Na podstawie rozważań ogólnych autor dochodzi do wniosku, że intensywny rozwój form podziemnych następował zawsze bezpośrednio po wyniesieniu masywu tatrzańskiego w związku z zapoczątkowującym się pogłębianiem dolin tatrzańskich. Większość dużych jaskiń tatrzańskich powstała już zapewne w pliocenie. Podczas plejstocenu jaskinie te zostały w znacznym stopniu przemodelowane, powstał także współcześnie czynny system podziemnego odwodnienia związany z Lodowym Źródłem. Zwiększony dopływ wody w okresach anaglacjalnych zaznaczał się akumulacją żwirów allochtonicznych. Podwyższenie temperatury w okresach interglacjalnych sprzyjało powstawaniu nacieków i cementacji serii żwirowych.

### WSTĘP

Praca niniejsza jest próbą syntetycznego opracowania podziemnych form krasu tatrzańskiego, jego charakteru, dynamiki rozwoju i wieku. Trudności w równomiernym opracowaniu całego obszaru Tatr Zachodnich polegają na niejednakowym rozwoju oraz na niedostatecznym miejscami poznaniu form podziemnych. Pojedyncze, izolowane jaskinie wymykają się często wszelkim próbom ich interpretacji. Dzieje się tak dlatego, że odtworzenie wieku jaskiń wymaga uprzedniej interpretacji ich rozwoju dokonanej na tle ewolucji całego systemu. Wiadomo obecnie, że rozwój jaskiń nie przebiega nigdy w myśl jednego ogólnego schematu, a przeciwnie — czynniki lokalne mogą w decydujący sposób wpłynąć na przebieg i rozwój systemów jaskiniowych. Dlatego też sprawą niezwykle istotną stało się należyte i właściwe rozpoznanie współczesnych procesów krasowych, które pozwalałyby na ustalenie praw rządzących krasem tatrzańskim — sposobem krążenia wód, przebiegiem procesu rozpuszczania, transportem i sedymentacją materiału w jaskiniach.

Tatry są pod tym względem w szczególnie korzystnej sytuacji. Na stosunkowo niewielkim, bo liczącym zaledwie 50 km<sup>2</sup>, obszarze krasowym poznana została duża ilość jaskiń. Największe nagromadzenie form pod-

ziemnych znajduje się pomiędzy Doliną Kościeliską a Małą Łąką, w masywie Czerwonych Wierchów i związanych z nim mniejszych grzbietów wapiennych (ok. 7 km<sup>2</sup>). Łącznie znanych jest tu kilkadziesiąt jaskiń różnej długości wraz z trzema najdłuższymi jaskiniami Polski: Czarną (6 km), Miętusią (5 km), Zimną (4,2 km). Z tego też względu rejon ten mógł zostać opracowany szczegółowo i stać się podstawą stratygraficznego ujęcia jaskiń tatrzańskich. Jaskinie spoza obszaru Czerwonych Wierchów zostały omówione pobieżnie, a ich interpretacja wiekowa oparta jest wyłącznie na podstawie analogii z jaskiniami Czerwonych Wierchów. Szczegółowe zbadanie tych jaskiń musi być poprzedzone dalszym rozpoznaniem speleologicznym i hydrogeologicznym. Rozpoczęte przed pięcioma laty prace nad hydrogeologią krasu tatrzańskiego, prowadzone wspólnie z mgr T. Dąbrowskim i inż. M. Markowicz, pozwoliły na dość dokładne odtworzenie dróg krążenia i poznania zmian ilościowych twardości wód krasowych. Materiał ten stanie się podstawą szczegółowego opracowania hydrogeologii krasu tatrzańskiego. Część tych danych, potrzebnych do wyciągnięcia wniosków, wykorzystano w niniejszej pracy.

Badanie krasu tatrzańskiego zapoczątkowałem w 1956 roku, przygotowując w Zakładzie Geologii Dynamicznej UW pracę magisterską. Następnie od 1958 roku do chwili obecnej prowadziłem je w Zakładzie Nauk Geologicznych PAN. Pracę niniejszą wykonywałem pod kierunkiem prof. dr. S. Z. Różyckiego, któremu pragnę podziękować za żywą troskę i życzliwą opiekę w czasie jej opracowania.

Miło mi podziękować inż. M. Markowicz i mgr T. Dąbrowskiemu za ich współpracę.

Diękuję również panom S. Zwolińskiemu i E. Winiarskiemu, których cenne uwagi i informacje ułatwiały mi wielokrotnie pracę.

Wszystkim towarzyszom wypraw ze Speleoklubów Warszawy i Zakopanego oraz Sekcji AKT z Wrocławia serdecznie dziękuję za koleżeńską pomoc.

#### ZJAWISKA KRASOWE NA TLE BUDOWY GEOLOGICZNEJ MASYWU CZERWONYCH WIERCHÓW

Zjawiska krasowe występują powszechnie w całej części polskich Tatr Zachodnich i obejmują zarówno serie reglowe, jak i wierchowe. Rejony te, zbudowane ze skał o przewadze wapieni i dolomitów, charakteryzują się prawie całkowitym brakiem stałego odwodnienia powierzchniowego, formami krasu powierzchniowego (żłobki, leje), a przede wszystkim obecnością dobrze rozwiniętej sieci podziemnej cyrkulacji wody — odprowadzonej przez liczne, choć na ogół niewielkie, *wywierzyska*<sup>1</sup> i *wypływy*<sup>1</sup>. Szczególnie korzystne warunki dla rozwoju krasu przedstawiają

<sup>1</sup> Definicje wypływów i wywierzysk podaje T. Dąbrowski (1967).

grube serie zbitych masywnych wapieni triasu, malmu i neokomu w seriach wierchowych. Wytworzyła się tutaj sieć cyrkulacji podziemnej, często w postaci obszernych korytarzy o długościach kilku kilometrów. Przebieg dróg krążenia uzależniony jest w dużym stopniu od budowy geologicznej, która, choć skomplikowana (w szczegółach, daje się podzielić na wyraźne jednostki hydrogeologiczne, składające się z dużych kompleksów wapieni i dolomitów różnego wieku, rozdzielonych utworami nieprzepuszczalnymi — najczęściej marglami (Rudnicki 1958).

Walne elementy strukturalne a więc i hydrogeologiczne Tatr Zachodnich posiadają przebieg równoleżnikowy — podczas gdy główne doliny tatrzańskie są do nich prostopadłe. Ta specyficzna sytuacja powoduje dużą niezależność zlewni podziemnych od powierzchniowych. Hydrografia krasowa zachodniej części Tatr Zachodnich z podziałem na jednostki i z zaznaczeniem głównych przepływów i jaskiń pokazana jest na figurze 1.

Północna jednostka hydrogeologiczna, o łącznej powierzchni 6—8 km<sup>2</sup>, utworzona jest przez zwarte kompleksy wapieni i wapieni dolomitycznych triasu środkowego i malmu-neokomu, należących do jednostki Organów i Żdziarów (Kotański 1963). Od północy ograniczają ją nieprzepuszczalne na ogół utwory serii reglowych, a od południa margle i łupki margliste albu. Jednostka ta obejmuje wschodnie zbocza Doliny Kościeliskiej z Organami i Żdziarami, południową część Doliny Miętusiej i Małej Łąki, sięgając ku wschodowi aż po Kopę Kondracką. Odwodnienie realizowane jest przez rozległy system podziemny rozwinięty równolegle do osi jednostki i uchodzący w Lodowym Źródle do Doliny Kościeliskiej. Dwa małe wywierzyska — Źródło pod Zimną i Źródło w Bramie Kraszewskiego odwadniają część masywu Organów, tworzącego wschodnie zbocze Doliny Kościeliskiej. Współczesne przepływy podziemne Potoku Kościeliskiego nie rozwijają się, mimo iż stare jaskinie przepływowe są powszechne.

Południowa jednostka hydrogeologiczna, należąca do synklinalnego parautochtonicznego fałdu Stołów (Kotański 1963), nie jest tak jednolita jak poprzednia. Serie wapienne środkowego triasu i malmu-neokomu-urgonu rozdzielone są miejscami dolomitami i łupkami górnego triasu oraz piaskowcami wapnistymi liasu. Jednostka obejmuje sobą wąwóz Kraków, Żar i Gubalec i ciągnie się dalej, aż do Doliny Kondratowej. Stwierdzony został przepływ podziemny od ponorów w kotle Kamienne Zadnie do wypływu z Pisanej, ponadto określono szereg przepływów podziemnych Potoku Kościeliskiego (Dąbrowski 1967).

Wynikiem wspomnianego wyżej prostopadłego do siebie układu dolin i jednostek hydrogeologicznych jest powstawanie przepływów podziemnych potoków dolinnych wpływających na obszar krasowy. Przepływy te są równoległe do osi doliny, zaczynają się na ogół dobrze zaznaczonymi ponorami, a kończą się wypływami w dolnej części tej samej jed-

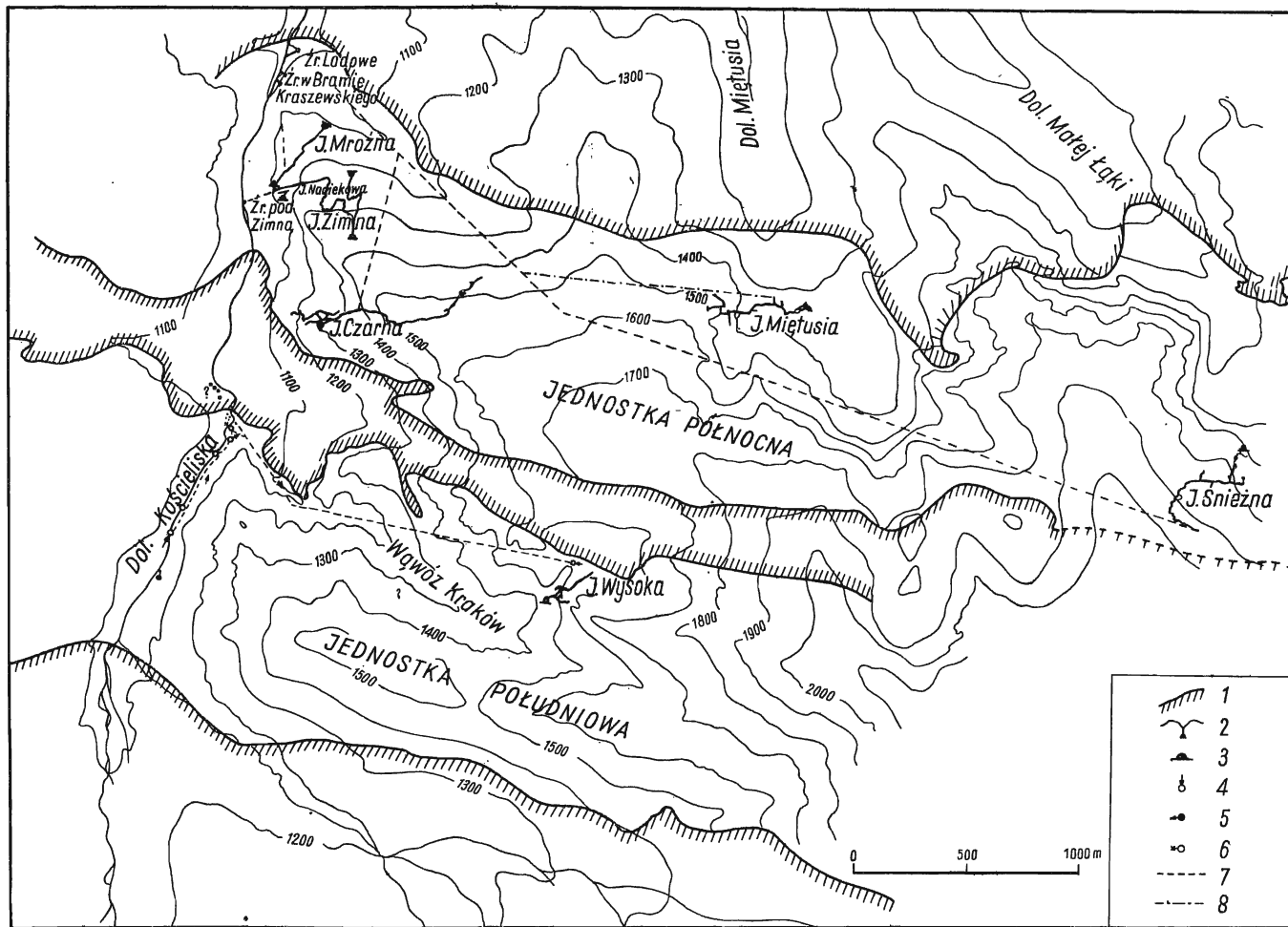


Fig. 1

nostki hydrogeologicznej. Wytworzone w ten sposób jaskinie nazwane zostały przepływowymi (Rudnicki 1958) i odpowiadają egzogenicznym (Wójcik 1963). Drugi system cyrkulacji związany jest z wodami opadowymi przenikającymi w głąb masywu wapiennego i skupiającymi się w złożone i rozległe systemy cyrkulacji, na ogół równoległe do jednostki hydrogeologicznej. Jest to system jaskiń wywierzyzkowych (Rudnicki 1958) lub endogenicznych (Wójcik 1963).

Oczywiście, możliwe jest powstanie systemu złożonego, gdzie zmieszane wody systemu przepływowego i wywierzyzkowego wypływają we wspólnym źródle.

Inną różnicą pomiędzy opisanymi systemami jaskiń jest różnica wysokości, która dla jaskiń przepływowych na odcinku ponor-wypływ jest niewielka. Jest to różnica wysokości pomiędzy dnem doliny w górnej części jej przechodzenia przez serię krasową a dnem doliny w dolnej części tej samej serii krasowej.

Dla systemu jaskiń wywierzyzkowych różnica wysokości może (lecz nie musi) być znacznie większa i może osiągać wartość równą różnicy wysokości pomiędzy najwyższym i najniższym punktem tej samej jednostki hydrogeologicznej.

Opisane wyżej kryteria rozdziału jaskiń na dwa typy można ująć w tabelę (tab. 1).

Tabela 1

Typ jaskiń	Ogólny kierunek jaskini	Różnica wysokości systemu	Materiał transportowany i deponowany	Prędkości przepływu m/godz. (cm/sek.)
wywierzyzkowe	prostopadły do doliny	do 1000 m	różny często autochtoniczny	do 100 m/godz. (do 3 cm/sek.)
przepływowe	równoległy do doliny	< 100 m	allochtoniczny podobny do potoku na powierzchni	do 1500 m/godz. (do 45 cm/sek.)

Fig. 1

Mapa jednostek hydrogeologicznych krasu tatrzańskiego w rejonie Doliny Kościeliskiej

1 granice jednostek hydrogeologicznych, 2 jaskinie, 3 otwory jaskiń, 4 ponory, 5 wywierzyzka, 6 wypływy, 7 przepływy podziemne stwierdzone, 8 przepływy podziemne przypuszczalne

Hydrogeological karst units in the neighbourhood of Kościeliska Valley

1 boundaries of the hydrogeological units, 2 caves, 3 caves entrances, 4 swallow-holes, 5 exurgences, 6 resurgences, 7 underground flows (observed), 8 underground flows (supposed)

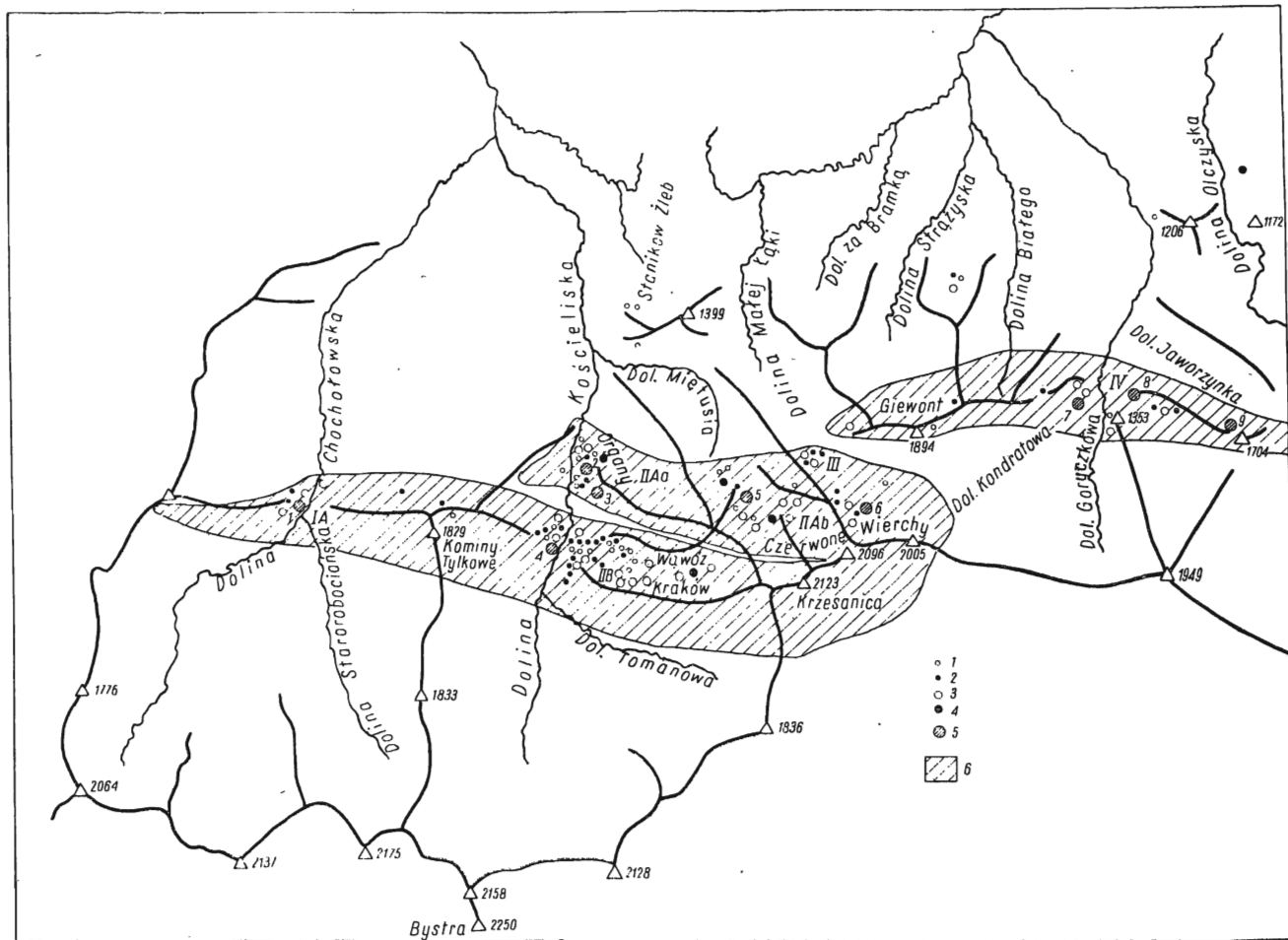


Fig. 2

Te dość duże różnice pomiędzy jaskiniami wywierzyzkowymi i przepływowymi pozwalają na łatwe rozpoznanie i zakwalifikowanie również starych nieczynnych już systemów. Właściwe ich rozróżnienie ważne jest jeszcze z tego względu, że inna geneza tych jaskiń wymaga odmiennej interpretacji przy rekonstrukcji dawnych dróg krążenia.

#### OGÓLNY PRZEGLĄD JASKIŃ TATR ZACHODNICH

Rozmieszczenie jaskiń na badanym obszarze przedstawione jest na figurze 2. Już na pierwszy rzut oka widać, że koncentrują się one w określonych obszarach. Łatwo stwierdzić, że różnice te nie wynikają z odrębnych własności skał, występując powszechnie zarówno w wapieniach triasu, malmu jak i neokomu. Również nachyleniem warstw nie można wytłumaczyć tej rozbieżności. Jaskinie rozwijają się w 80% na płaszczyznach ciosowych, a tylko w około 20% na płaszczyznach warstwowych. Natomiast wyraźne nagromadzenia jaskiń spotykamy w określonych sytuacjach morfologicznych — na zboczach dolin i w pobliżu młodych form erozji glacialnej (kary, żłoby).

Zależność jaskiń przede wszystkim od sytuacji geomorfologicznej jest zjawiskiem powszechnie opisywanym i podkreślanym w szeregu nowszych opracowań (Davies 1959).

W Tatrach Zachodnich możemy wyróżnić następujące zgrupowania jaskiń (w nawiasie podana ilość jaskiń i przybliżona łączna długość w metrach) (fig. 2):

- I. Rejon Doliny Chochołowskiej
  - A. Grupa jaskiń na zboczach Doliny Chochołowskiej (6,2500)
- II. Rejon Doliny Kościeliskiej
  - A. Jednostka północna
    - a. Grupa jaskiń na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej i Żlebu pod Wyranki (14, 10 000)

Fig. 2

#### Mapa rozmieszczenia jaskiń w Tatrach Zachodnich (na podstawie K. Kowalskiego, zmieniona)

Jaskinie o długości: 1 0—20 m, 2 20—100 m, 3 100—500 m, 4 500—1000 m, 5 powyżej 1000 m, 6 regiony krasowe w obrębie jednostek wierzchowych. Jaskinie: 1 Szczelina Chochołowska, 2 Zimna, 3 Czarna, 4 Mylna, 5 Miętusia, 6 Snieżna, 7 jaskinie Bystrej, 8 Kasprowa Niżna, 9 Magurska

#### The distribution of caves in Western Tatras (after K. Kowalski — modified)

Lengths of caves: 1 0—20 m., 2 20—100 m., 3 100—500 m., 4 500—1000 m., 5 more than 1000 m., 6 karst regions in the high Tatra units. Caves: 1 Szczelina Chochołowska, 2 Zimna, 3 Czarna, 4 Mylna, 5 Miętusia, 6 Snieżna, 7 caves of the Bystra, 8 Kasprowa Niżna, 9 Magurska

b. Grupa jaskiń szczytowych partii Czerwonych Wierchów i karów glacialnych (20, 12 000)

B. Jednostka południowa

a. Grupa jaskiń zboczy Doliny Kościeliskiej i wąwozu Kraków (38, 4000)

III. Rejon Doliny Małej Łąki (5, 1000)

IV. Rejon Doliny Kondratowej (8, 5000)

#### PRZEBIEG WSPÓLCZESNYCH PROCESÓW KRASOWYCH

Dzisiejszy kras tatrzański jest krasem żywym, stale rozwijającym się. Toteż nic dziwnego, że wzbudzał on od dawna zainteresowanie badaczy. Dopiero jednak A. Wrzosek (1933) podjął próbę opracowania krasu tatrzańskiego. Przyjmuje on, zgodnie z poglądami Grunda, istnienie w poszczególnych seriach krasowych zwierciadła wód podziemnych. Późniejsze prace, dodając nowe obserwacje zjawisk krasu tatrzańskiego, nie kwestionują istnienia tego zwierciadła (Kowalski 1953, Rudnicki 1958, Wójcik 1960, 1966). Pojęcie zwierciadła wód podziemnych ulega modyfikacji, zgodnie z poglądami J. H. Bretza (1941), i odgrywa podstawową rolę przy interpretacji genetycznej jaskiń (Rudnicki 1958, Wójcik 1960). Jedynie S. Zwoliński (1955), choć nie uogólnia wyraźnie swoich poglądów, wydaje się widzieć w krasie tatrzańskim szereg oddzielnych, indywidualnych systemów odwodnienia. Rozpoczęte w 1959 r. wraz z M. Markowicz i T. Dąbrowskim obserwacje hydrogeologiczne wykazały bezpodstawność poglądów przyjmujących istnienie zwierciadła wód podziemnych w krasie tatrzańskim. Wszystkie dotychczas poznane przepływy podziemne stanowią indywidualne systemy szczelin lub korytarzy, całkowicie niezależne od siebie, często się krzyżujące, a nawet przechodzące pod doliną, która je odwadnia. Szczegółowy opis podziemnych dróg przepływów krasowych podaje T. Dąbrowski (1967). Do podobnych wniosków dojść można również na podstawie badań chemicznych i termicznych. Choć ogólne tendencje są zwykle podobne, każde źródło cechuje się nieco odrębnym, jemu tylko właściwym reżimem chemicznym i termicznym.

Pomimo swej odrębności, podziemne systemy odwodnienia wykazują zawsze uzależnienie od istniejącej sytuacji morfologicznej. Dzięki temu źródła krasowe określonej jednostki hydrogeologicznej usytuowane są zawsze wzdłuż dna najgłębszej doliny przecinającej tę jednostkę, przy czym znakomita ich większość lub źródła o największej wydajności gromadzą się w pobliżu najniższego punktu jednostki hydrogeologicznej. Tym też tłumaczyć można, że w niektórych przypadkach przepływowi potoku powierzchniowego, płynącego przez obszar krasowy, towarzyszy przepływ podziemny rozwijający się równolegle do przepływu powierzchniowego.



## AKTYWNOŚĆ WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW KRASOWYCH

Ilość substancji mineralnych wynoszonych w postaci roztworu z obszaru krasowego pozwala na ogólne scharakteryzowanie intensywności procesu rozpuszczania, dogodne przy porównywaniu poszczególnych rejonów krasowych. Stosowany przy porównaniach wskaźnik denudacji lub ablacji chemicznej (Corbel 1957c) wyraża ilość metrów sześciennych wapienia wyniesionych z obszaru 1 km<sup>2</sup> zlewni krasowej w ciągu jednego roku. Podkreślić należy, że wskaźnik denudacji chemicznej służyć może tylko jako wartość porównawcza, gdyż w rzeczywistości proces rozpuszczania zachodzi nie tylko na powierzchni, lecz obejmuje kompleksy wapienne o znacznej miąższości, w związku z czym powierzchnia podlegająca rozpuszczaniu pozostaje nieznana i oczywiście nie odpowiada powierzchni zlewni krasowej, do której wskaźnik się odnosi.

Badania chemiczne wód krasu tatrzańskiego, prowadzone w wąskim zakresie i przez krótki okres czasu, pozwalają jedynie na wyprowadzenie zasadniczych zależności dotyczących wynoszenia w roztworze jonów Ca<sup>++</sup> i Mg<sup>++</sup> oraz obliczenia wskaźnika denudacji. Brak pomiarów wolnego CO<sub>2</sub> lub pH uniemożliwia, niestety, określenie stopnia agresywności wód tatrzańskich.

Pomiary twardości prowadzone były w latach 1961—1962 wraz z inż. M. Markowicz. Pobierane w miesięcznych odstępach próbki wód z większości źródeł krasowych Doliny Kościeliskiej oraz z wód Potoku Kościeliskiego poddawane były badaniom na zawartość jonów Ca<sup>++</sup> i Mg<sup>++</sup> metodą wersenianową. Ponieważ w wodach krasowych jony Ca<sup>++</sup> i Mg<sup>++</sup> występują głównie w postaci związków węglanowych, można było wyliczyć odpowiadające im wartości CaCO<sub>3</sub> i MgCO<sub>3</sub>. Przy pobieraniu próbek mierzono również temperaturę źródeł z dokładnością do 0,1°C.

Otrzymane wyniki dotyczące najważniejszych źródeł krasowych przedstawiono na figurze 3. Okazuje się, że charakter zmian twardości jest podobny dla wszystkich zbadanych źródeł, a różnice dotyczą jedynie amplitud tych zmian.

Zjawiskiem znamionym jest gwałtowny spadek twardości w okresie wiosennym, przy czym pod koniec okresu tajania twardość osiąga wartości minimalne, następnie daje się prześledzić nieregularny, skokowo zmienny, wzrost twardości podczas lata i jesieni, prowadzący do stabilizacji w okresie zimowym, kiedy to twardość wody utrzymuje się przez pewien czas na maksymalnym wyrównanym poziomie. Te zmiany twardości odpowiadają też w znacznej mierze zmianom wydajności źródeł, to znaczy — okresowi wzmożonej wydajności źródła odpowiada okresowe zmniejszenie się twardości. Widać to najlepiej w okresie letnim i jesiennym, gdzie skokowe zmiany twardości wiążą się ze zmienną ilością opadów.

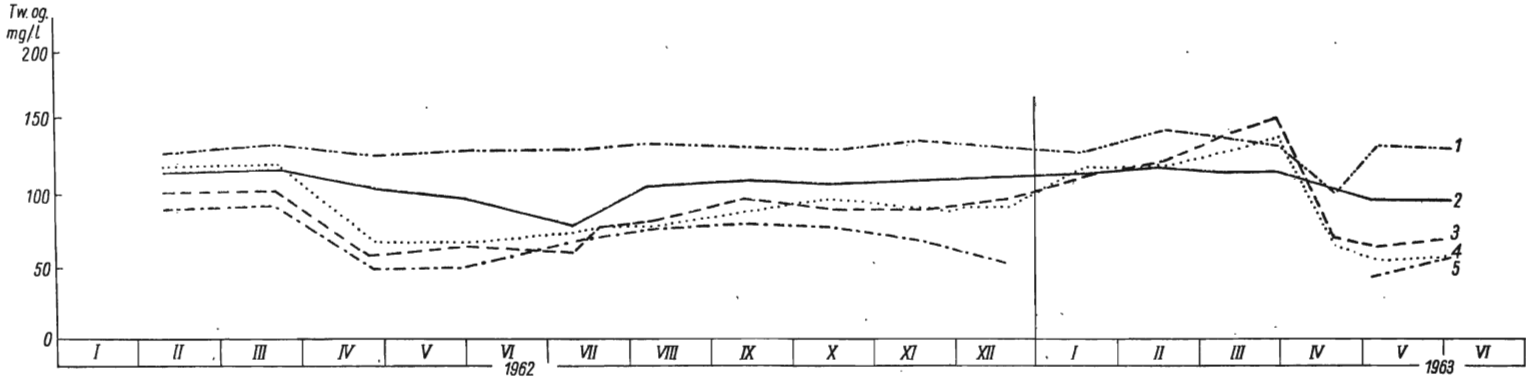


Fig. 3

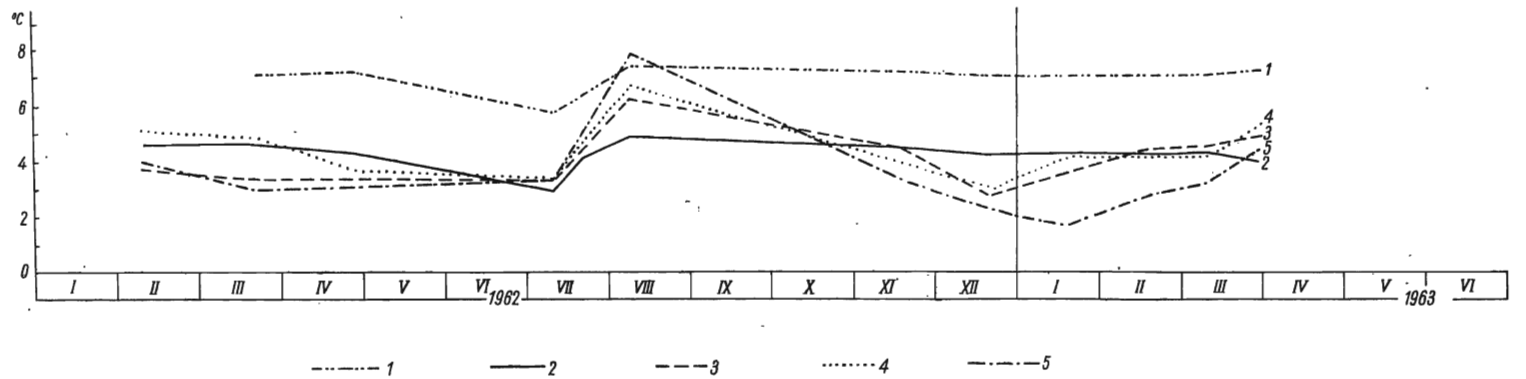


Fig. 4

----- 1      ——— 2      - - - - 3      ..... 4      - - - - 5

Obserwacja temperatur pozwoliła na uchwycenie dalszych interesujących zależności (fig. 4). Wysokie i ustabilizowane temperatury źródeł okresu zimowego obniżają się z wiosną, osiągając minimum zawsze w czasie najniższych twardości. Następuje później gwałtowny wzrost temperatur (2—3°C w ciągu miesiąca), osiągając wartości maksymalne. Od tego momentu dalszy przebieg zmienności temperatur rozdziela się na dwie wyraźne grupy. Grupa pierwsza związana jest z wywierzyskami i charakteryzuje się powolnym spadkiem temperatury aż do okresu zimowej stabilizacji. Do drugiej grupy należą wypływy. Źródła te cechuje znaczna zmienność temperatur w zależności od temperatury otoczenia, dzięki czemu minimalne wartości osiągają one w okresie zimowym.

Przedstawiony poprzednio związek, uzależniający okres tajania śniegów z okresem występowania najniższych twardości, pozwala na dodatkowe scharakteryzowanie źródeł krasowych. Występujące w zimie krótkotrwałe okresy odwilżowe w niższych partiach masywu zaznaczają się natychmiastowym spadkiem twardości w wypływach — a tylko lekko odbijają się w wywierzyskach. Podobnie w czasie odwilży wiosennej — najpierw reagują wypływy, następnie wywierzyska o nisko położonych obszarach alimentacyjnych a na końcu dopiero wywierzyska, odwadniające najwyższe partie masywów. Zjawisko to pozwala na stosunkowo łatwe określenie wysokości obszaru alimentacyjnego źródła, zwłaszcza gdy odwilż wiosenna przebiega wyraźnymi etapami.

Pomiary twardości wód krasowych pozwalają na określenie przybliżonej ilości wapienia, wynoszonego z Doliny Kościeliskiej w postaci roztworu. Na podstawie 10-letnich danych I. Gieysztorowa (1961) określiła średni odpływ z Doliny Kościeliskiej na 54.285.000 m<sup>3</sup>. Twardości wód

Fig. 3

Twardość ogólna kilku źródeł krasowych i Potoku Kościeliskiego w latach 1962—1963  
1 wywierzysko na Hali Pisanej, 2 wywierzysko „Lodowe Źródło”, 3 Wypływ z Pisanej,  
4 Wypływ z Raptawickiej, 5 Potok Kościeliski na Hali Smytniej

Hardness of some karst springs and Kościeliski Stream, in 1962—1963  
1 exurgence in Hala Pisana, 2 exurgence of Lodowe Źródło, 3 resurgence of Pisana, 4 resurgence of Raptawicka, 5 Kościeliski Stream below Hala Smytnia

Fig. 4

Temperatury kilku źródeł krasowych i Potoku Kościeliskiego w latach 1962—1963  
Oznaczenia jak na fig. 3

Temperatures of some karst springs and Kościeliski Stream in 1962—1963  
Designations as on fig. 5

w latach 1962 i 1963 w Kirach wahały się w granicach pomiędzy 75—110 mg/l, co pozwala określić, że ilość wynoszonego rocznie wapienia jest wyższa od 1373 m<sup>32</sup>, a niższa od 2059 m<sup>3</sup>. Średnia 1700 m<sup>3</sup>. ±20%. Niestety, obliczenie jednostkowej ablacji rocznej w obszarach wapiennych napotyka na duże trudności, gdyż uwzględnić trzeba mniejszą twardość wód, pochodzących z południowej niekrasowej części zlewni, a ponadto dokładna powierzchnia zlewni podziemnej, pochodzącej spoza rejonu zlewni powierzchniowej Doliny Kościeliskiej, jest nieznana. Wykonany przez I. Gieysztorową (1961) bilans wód Doliny Kościeliskiej dał wartość ujemną, przy czym wskaźnik odpływu 1609 mm przekraczał znacznie wskaźnik opadu 1530 mm. Aby wyliczyć wielkość zlewni podziemnej spoza obszaru zlewni powierzchniowej, autorka przyjęła wartość odpływu bezwzględnego, identyczną jak w zlewni Białki. Obliczony w ten sposób obszar zlewni podziemnej, leżącej poza zlewnią powierzchniową Doliny Kościeliskiej, wyniósł 19 km<sup>2</sup>. Tak dużej wartości nie da się jednak uzasadnić. Z obserwacji hydrogeologicznych wynika, że źródła Doliny Kościeliskiej mogą być zasilane tylko z dwóch obszarów, leżących poza zlewnią powierzchniową potoku, są to: wschodnia część jednostki hydrogeologicznej Czerwonych Wierchów (2,5—3 km<sup>2</sup>) oraz zachodnia część Kominów Tyłkowych do Doliny Chochołowskiej (2—2,5 km<sup>2</sup>). Łączna powierzchnia tych dwóch obszarów nie przekracza jednak 5,5 km<sup>2</sup>.

Wyliczona w ten sposób całkowita zlewnia krasowa wynosić będzie 23,66 km<sup>2</sup> (Gieysztor 1961) + 5,5 km<sup>2</sup> = 29,16 km<sup>2</sup>. Powierzchnia zlewni niekrasowej 17,14 km<sup>2</sup> dostarcza wody o średniej twardości 60 mg/l. Ilość wapienia wynoszonego rocznie z obszaru niekrasowego wynosić będzie: 29,16 km<sup>2</sup> (zlewnia krasowa) + 17,14 km<sup>2</sup> (zlewnia niekrasowa) = 46,30 km<sup>2</sup> (zlewnia całkowita). Zlewnia niekrasowa stanowi więc 17,14 : 46,30 = 0,37 zlewni całkowitej. Średni roczny odpływ ze zlewni niekrasowej wynosi odpowiednio: 56.545.437 m<sup>3</sup> × 0,37 = 20.921.819 m<sup>3</sup>, co odpowiada 381 m<sup>3</sup> wapienia. Odjawszy tę wartość od sumy 1700 m<sup>3</sup>, otrzymujemy 1420 m<sup>3</sup> wapienia rocznie z obszaru krasowego o powierzchni 29,16 km<sup>2</sup>. Daje to wartość rocznej ablacji 48,2 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>; tzn. w zaokrągleniu około 50 m<sup>3</sup> — km<sup>2</sup>/rok ±20% dla przyjętego obszaru zlewni krasowej.

Uzyskana wartość jest niska, jeśli porównać ją z wielkością ablacji alpejskiej (Corbel 1957a, b), leżącej w granicach 150—250 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/rok, a jest nieco wyższa od podawanych przez niego wartości ablacji dla NW Irlandii i Belgii — po 40 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/rok (Corbel 1957c). Wartości ablacji dla różnych obszarów Sudetów (Pulina 1964) zawierają się w granicach 25—40 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>/rok. Ta niska wartość współczesnej ablacji tatrzańskiej jest konsekwencją niewielkiej twardości wód krasowych (ok. 100 mg/l) w porównaniu z (ok. 50 mg/l) obszarów niekrasowych, krystalicznych.

<sup>2</sup> Przy średnim ciężarze właściwym 2,8.

## INTERPRETACJA PRZEBIEGU PROCESU ROZPUSZCZANIA WAPIENI

Proces rozpuszczania skał wapiennych przez wodę jest zasadniczym procesem, warunkującym powstawanie form krasowych, a zwłaszcza systemów podziemnych. Erozja mechaniczna nie odgrywa większej roli we wczesnych okresach ewolucji systemów, jak też we wszystkich przypadkach, gdy prędkości przepływu są niewielkie. Rozpuszczanie zależy od dużej ilości czynników, jest procesem bardzo złożonym; rola jego przy tworzeniu jaskiń, choć zasadnicza, nie została dotychczas wystarczająco wyjaśniona.

Rozpuszczanie wapieni jest wynikiem trzech różnych zjawisk:

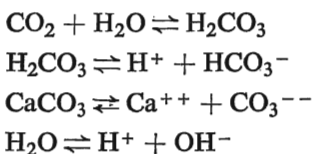
1. Rozpuszczania pewnej ilości  $\text{CaCO}_3$  bezpośrednio w wodzie.
2. Rozpuszczania przy udziale kwasów organicznych i nieorganicznych.
3. Rozpuszczania  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  w wodzie przy udziale  $\text{CO}_2$ .

ad 1) Ilość  $\text{CaCO}_3$  rozpuszczająca się bezpośrednio w wodzie jest stosunkowo niewielka; rośnie ona wraz z temperaturą. Na przykład w temperaturze  $25^\circ\text{C}$  wynosi tylko  $15 \text{ mg/l}$  (Sokołov 1962), a w temperaturze  $17^\circ\text{C}$  —  $11 \text{ mg/l}$ .

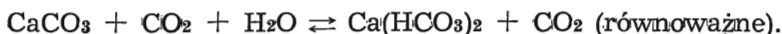
ad 2) Rola, jaką odgrywają kwasy organiczne, zależy przede wszystkim od ilości roślinności, stąd też duże znaczenie, jakie przywiązuje się do udziału kwasów organicznych w krasie tropikalnym; w obecnych warunkach tatrzańskich kwasy organiczne nie odgrywają większej roli.

ad 3) Rozpuszczanie  $\text{CaCO}_3$  z udziałem  $\text{CO}_2$  w wodzie jest głównym procesem o najistotniejszym znaczeniu. W wyniku reakcji powstaje kwaśny węgiel wapnia łatwo rozpuszczalny w wodzie.

Proces ten można przedstawić następującymi równaniami (wg F. Trombe'a 1956)<sup>3</sup>.



stałe nadmiar



W procesie tym główną rolę odgrywa  $\text{CO}_2$ , którego obecność konieczna jest do przejścia  $\text{CaCO}_3$  w  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ .

Dwutlenek węgla, wchodzący w skład cząsteczki kwaśnego węglanu wapnia, nazywany jest *półzwiązanym* (semi-combiné), w odróżnieniu od  $\text{CO}_2$  *związanego* (combiné), wchodzącego w skład cząsteczki  $\text{CaCO}_3$ .

<sup>3</sup> Nie jest zamierzeniem tej pracy opisywanie szczegółowe reakcji przebiegu rozpuszczania  $\text{CaCO}_3$  — dlatego też strona chemiczna została potraktowana bardziej opisowo — z uwzględnieniem tych czynników, które mogą mieć znaczenie w rozpatrywanym zagadnieniu.

Oprócz  $\text{CO}_2$  związanego i półzwiązanego, w roztworze znajduje się  $\text{CO}_2$  swobodne, które nazywa się *równoważne*; umożliwia ono istnienie w wodzie cząstki  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , nadając roztworowi konieczną kwasowość<sup>4</sup>. Jeżeli w roztworze, oprócz wymienionych ilości  $\text{CO}_2$ , znajdować się będzie jeszcze pewien nadmiar  $\text{CO}_2$  swobodnego, to będzie to  $\text{CO}_2$  agresywne, umożliwiające dalsze rozpuszczanie  $\text{CaCO}_3$  — w tym przypadku, w miarę upływu procesu rozpuszczania, część  $\text{CO}_2$  agresywnego wiąże się z  $\text{CaCO}_3$ , tworząc nową cząstkę kwaśnego węglanu wapnia; inna część  $\text{CO}_2$  agresywnego staje się  $\text{CO}_2$  równoważnym.

Przejęcie części  $\text{CO}_2$  swobodnego w  $\text{CO}_2$  półzwiązane powoduje zmniejszenie się w roztworze ilości  $\text{CO}_2$  swobodnego. Jeżeli roztwór jest w kontakcie z  $\text{CO}_2$  atmosferycznym, nastąpić może dalsze rozpuszczenie  $\text{CO}_2$  w wodzie i stanie się ono znów  $\text{CO}_2$  agresywnym, a proces rozpuszczania  $\text{CaCO}_3$  przebiegać będzie tak długo, aż całe  $\text{CO}_2$  swobodne stanie się równoważnym. Opisany powyżej sposób rozpuszczania nazywa się za D. S. Sokołovem (1962) *rozpuszczaniem dyfuzyjnym*, gdyż w miarę rozpuszczania  $\text{CaCO}_3$ , nowe  $\text{CO}_2$  ma możliwość dyfundować z atmosfery.

Możliwy jest jednak inny przypadek, gdy woda z pewną ilością  $\text{CO}_2$  rozpuszczonego zostaje odizolowana od atmosfery. Wówczas  $\text{CO}_2$  agresywne przekształci się szybko w  $\text{CO}_2$  półzwiązane i  $\text{CO}_2$  równoważne, i dalszy proces zostanie zahamowany. Jest to rozpuszczanie anaerobowe (Smith & Mead 1962).

Rozpatrzmy obecnie konkretne wielkości. Ilość  $\text{CO}_2$  rozpuszczonego w wodzie dla niewielkich ciśnień jest zależna od prawa Henriego, które mówi, że „ilość gazu rozpuszczonego w wodzie zależna jest od ciśnienia tego gazu w atmosferze”. Przy podwyższaniu temperatury ilość gazu rozpuszczonego zmniejsza się. Przykładowo:  $\text{CO}_2$  w atmosferze stanowi około 0,03%, co odpowiada ciśnieniu cząstkiwowemu  $\text{CO}_2$  : około 0,0003 atm. Ilość rozpuszczonego  $\text{CO}_2$  w wodzie w zależności od temperatury obrazują figury 5 i 6. Z wykresu przedstawionego na figurze 5 wynika, że w interesującym nas zakresie temperatury od 0° do 10°C rozpuścić się może w wodzie 0,7—1 mg  $\text{CO}_2$ /l.

Gdyby odciąć dalszy dopływ  $\text{CO}_2$  z atmosfery, rozpuszczanie  $\text{CaCO}_3$  trwałoby aż do wykorzystania agresywnego  $\text{CO}_2$  i zamienienia go na  $\text{CO}_2$  półzwiązane i równoważne. Z wykresu na figurze 6 widać, że ilość rozpuszczonego w tym przypadku  $\text{CaCO}_3$  byłaby niższa niż 5 mg/l, do czego dodamy około 10 mg/l, pochodzące z rozpuszczenia  $\text{CaCO}_3$  bezpośrednio w wodzie, i uzyskamy zaledwie 15 mg/l. Jest to wartość o wiele niższa niż twardości wody we współczesnych tatrzańskich źródłach krasowych, które to twardości wahają się średnio pomiędzy 70—120 mg/l.

Gdy jednak w czasie rozpuszczania istnieje stały dopływ  $\text{CO}_2$  z atmosfery, to proces rozpuszczania może przebiegać znacznie dłużej, tak

<sup>4</sup>  $\text{CO}_2$  równoważne odgrywa rolę buforu.

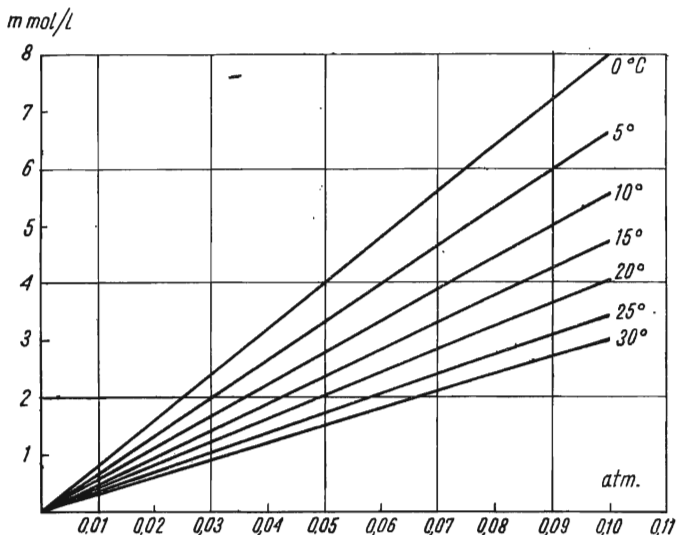


Fig. 5

Rozpuszczalność CO<sub>2</sub> w wodzie (oś y) w zależności od ciśnienia CO<sub>2</sub> (oś x) i temperatury (wg H. D. Hollanda i in.)

Dissolution of CO<sub>2</sub> in water (y axis) in relation to partial pressure of CO<sub>2</sub> (x axis) and temperature (after H. D. Holland and others)

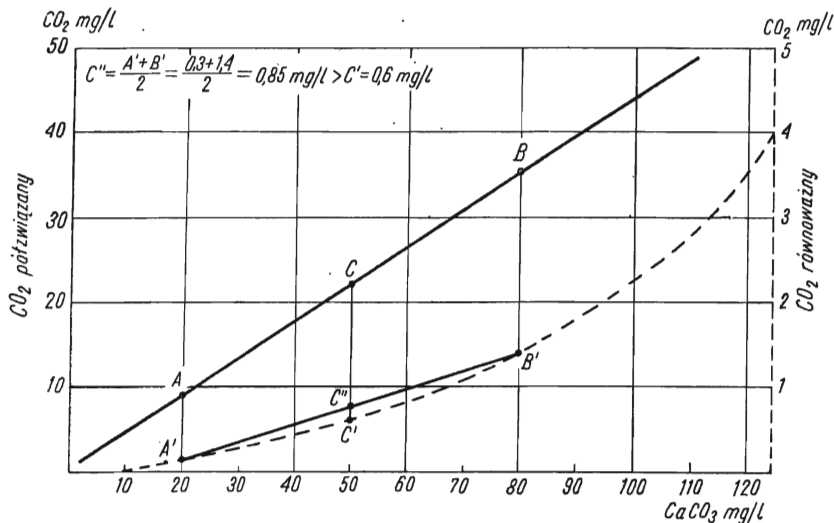


Fig. 6

Zależność pomiędzy CO<sub>2</sub> równowaznym (oś x) a półzwiązany (oś y) w wodzie (wg F. Trombe'a)

Relation between equilibrium CO<sub>2</sub> (x axis) and CO<sub>2</sub> semicombined (y axis) in water solution (after F. Trombe)

długo aż  $\text{CO}_2$  równowazne osiągnie wartość około 1 mg/1, odpowiadającą ciśnieniu cząstkowemu  $\text{CO}_2$  w warunkach normalnych. Z wykresu na figurze 6 widać, że ilość  $\text{CO}_2$  półzwiązanego wynosić będzie wtedy około 30 mg/1, co oznacza, że całkowita ilość rozpuszczonego w wodzie  $\text{CO}_2$  została wymieniona około 30-krotnie, a odpowiadająca ilość rozpuszczonego  $\text{CaCO}_3$  wynosić będzie 80 mg/1. Po dodaniu 10 mg/1, z rozpuszczenia wprost w wodzie, uzyskamy około 90 mg/1, co jest wartością znacznie bliższą obserwowanej w źródłach.

Rola rozpuszczania dyfuzyjnego jest szczególnie istotna przy małych ilościach  $\text{CO}_2$  rozpuszczonych w wodzie. Jak ilustruje wykres (fig. 7),

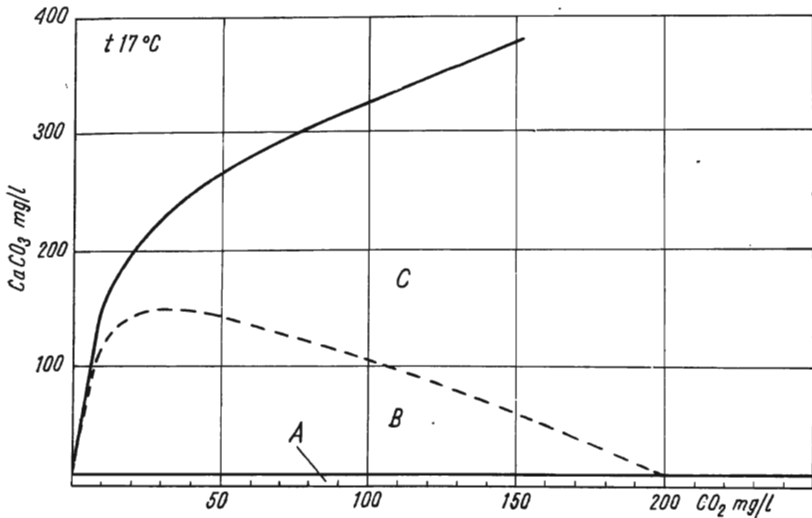


Fig. 7

Ilość rozpuszczonego  $\text{CaCO}_3$  w wodzie w zależności od sposobu rozpuszczania i ilości  $\text{CO}_2$  (wg D. Sokołova)

A rozpuszczanie bezpośrednie, B rozpuszczanie dyfuzyjne, C rozpuszczanie anaerobowe

Amount of dissolved  $\text{CaCO}_3$  in relation to  $\text{CO}_2$  (after D. Sokołov)

A  $\text{CaCO}_3$  dissolved without  $\text{CO}_2$ , B solution with the aid of diffusion, C dissolution in anaerobic conditions

rola procesu dyfuzyjnego zanika całkowicie przy ilości  $\text{CO}_2 = 200$  mg/1, pozwalającej na rozpuszczenie około 500 mg  $\text{CaCO}_3$ /1.

Na zarysowanym pokrótce teoretycznym tle procesu rozpuszczania skał węglanowych możemy przedstawić dwie zasadnicze rozbieżności obserwowane w praktyce, a nie pokrywające się w teorii.

Pierwsza różnica występuje w twardościach wód obserwowanych w źródłach krasowych a danymi teoretycznymi, przyjmującymi średnią wartość  $\text{CO}_2$  w atmosferze. Nawet stosunkowo miękkie wody tatrzańskie posiadają często zawartości  $\text{CaCO}_3$  w ilości 80—120 mg/1, a wobec całko-



witego niemal braku współczesnych nacieków lub trawertynów przy źródłach, sądzić można, że są dalekie od nasycenia.

H. D. Holland i in. (1964) w pracy swej podają kilkadziesiąt analiz wód pochodzących z różnych jaskiń amerykańskich. Wody te, czynne przy tworzeniu współczesnych nacieków, zawierały takie ilości CO<sub>2</sub>, jakie odpowiadają ciśnieniu cząstkowemu CO<sub>2</sub> zawartemu pomiędzy 1,3 a  $7,2 = 10^{-3}$  atm.; to znaczy, wielokrotnie wyższemu niż średnia wartość ciśnienia CO<sub>2</sub> w atmosferze ( $3 \times 10^{-4}$  atm.). Podobne wartości ciśnienia CO<sub>2</sub> podaje C. Ek (1964) dla wód alpejskich nie wypływających z lodowców (zlewnia rzeki Arc, Sabaudia). Również wody tatrzańskie posiadają CO<sub>2</sub> w ilości odpowiadającej ciśnieniu  $5 \times 10^{-3}$  atm. (Oleksynowa & Komornicki 1960). Jako wartości typowe podaje H. Schoeller (1941) ciśnienia pomiędzy  $5 \times 10^{-3}$  a  $6 \times 10^{-2}$  atm. Wyniki te uzyskane zostały przez statystyczne opracowanie wieluset analiz wody różnych stref klimatycznych.

Stwierdzono, że śnieg posiada zdolność adsorpcji dużych ilości CO<sub>2</sub>, osiagających nieraz 20-krotną zawartość CO<sub>2</sub> w atmosferze (Corbel 1957c). Ponadto niska temperatura wody pozwala na utrzymanie większej ilości rozpuszczonego CO<sub>2</sub>. Zdaniem J. Corbela, te właśnie przyczyny powodują silną agresywność wód, pochodzących z topniejących śniegów, i stawiają kras arktyczny i wysokogórski w szeregu najbardziej aktywnych obszarów krasowych.

Nowsze badania, zarówno eksperymentalne (Ek & Pissart 1965) jak i terenowe, pozwalają na pewne sprecyzowanie tego zagadnienia. Stwierdzono mianowicie, że podczas przekształcania się śniegu w lód, CO<sub>2</sub> tworzy pęcherzyki gazowe, które przesuują się ku górze. One to wzbogacają górne warstwy firnu i śniegu w CO<sub>2</sub>, kosztem jednak lodu, który praktycznie CO<sub>2</sub> niemal nie posiada. Woda wypływająca ze starego lodu zawiera CO<sub>2</sub> w ilości odpowiadającej ciśnieniu cząstkowemu zawartemu w granicach  $1,6 - 7,0 \times 10^{-5}$ .

Wydaje się więc, że podstawowym procesem jaki tu przebiega jest zróżnicowanie wód. Wody wypływające z lodu są w wysokim stopniu nieaktywne i wzbogacają się dopiero w CO<sub>2</sub> z atmosfery (Ek 1966), podczas gdy wody ze śniegów i firnów mogą być silnie agresywne. W czasie tego zróżnicowania pewna część CO<sub>2</sub> musi niewątpliwie dyfundować do atmosfery. Sumaryczny efekt oddziaływania takich wód na wapienie nie będzie więc tak znaczny, jak przypuszczał to J. Corbel. Ponadto, zdaniem H. Roquesa (1962), woda pochodząca z topnienia śniegu, posiadająca nadmiar CO<sub>2</sub>, będzie bardzo agresywna w stosunku do wapienia, jednakże będzie równocześnie oddawać nadmiar CO<sub>2</sub> do atmosfery. Ten proces dyfuzji przebiega, jego zdaniem, na tyle szybko, że dochodząca do ponorów woda nie posiada już znacznego nadmiaru CO<sub>2</sub>.

Ogólnie przyjęty jest pogląd, że zasadniczym dodatkowym źródłem CO<sub>2</sub> dla wód krasowych jest gleba. Potwierdzają to zresztą bezpośrednio

pomiary. W klimacie umiarkowanym najwyższa koncentracja CO<sub>2</sub> w glebie ma miejsce w miesiącach letnich, co wiąże się z aktywnością roślin i mikroorganizmów. Według D. Boyntona i J. Comptona (1944), zawartość CO<sub>2</sub> w glebie wzrasta wraz z głębokością, dochodząc latem do 8%. Dla Trynidadu wartości są nieco wyższe, dochodząc do 10% na głębokości jednego metra. Podczas suszy wartości obniżały się do 7% (E. C. Mohr & F. A. van Baven 1954 — fide Douglas 1964). Podane powyżej wartości są zgodne z opracowaniem statystycznym wód H. Schoellera (1941). Według tego autora anion CO<sub>3</sub><sup>—</sup> posiada najwęższe granice zmienności w wodach naturalnych w porównaniu z innymi anionami i kationami; 70% wód posiada stężenie CO<sub>3</sub><sup>—</sup> pomiędzy 2—8 mvali/l, co autor uznaje za wyraz stałej zawartości CO<sub>2</sub> w glebie w granicach od 0,5% do 6% w zależności od aktywności vegetacji i mikroorganizmów. Ogólnie zaznacza się stopniowy wzrost CO<sub>2</sub> przechodząc od północy ku równikowi. Podwyższona wartość CO<sub>2</sub> w wodzie powodować musi podwyższenie ilości CO<sub>2</sub> w atmosferze współcześnie czynnych jaskiń. Oczywiście, w partiach dostępnych badaniom z powierzchni istniejący przewiew spowoduje usunięcie nadmiaru CO<sub>2</sub> z atmosfery jaskini; jednakże pomiędzy syfonami czynnych systemów, na przykład Lodowego Źródła, można spodziewać się wyższych wartości CO<sub>2</sub>. Bezpośrednie pomiary, wykonane w kieszeniach powietrznych syfonów jaskini Padirac (Masyw Centralny), dały wartości 0,5% do 1% CO<sub>2</sub> (Trombe 1956). W atmosferze jaskini Dent de Crolles (Isère) zawartość CO<sub>2</sub> w powietrzu jest trzykrotnie wyższa od średniej na zewnątrz, a w systemie rzeki podziemnej Vitarelles (Cause de Gramat; Trombe 1956) osiąga wartość 3%, a więc 100 razy przewyższa wartość średnią.

Druga zasadnicza rozbieżność wiąże się z rozpuszczaniem w głębi systemu. Jak widać z wykresu (fig. 7), rozpuszczenie 80—120 mg/l CaCO<sub>3</sub> przy niewielkiej tylko nadwyżce CO<sub>2</sub> w stosunku do średniej wartości atmosferycznej wymaga, by proces rozpuszczania przebiegał ze stałym dopływem CO<sub>2</sub> z atmosfery, które uzupełniałoby wyczerpywany wolny CO<sub>2</sub> z roztworu; wymaga to ciągłego kontaktu wód podziemnych z atmosferą.

Z tego też względu, w myśl niektórych teorii, jaskinie mogły się tworzyć głównie na granicy pomiędzy dwiema strefami — saturacji i aeracji (Swinnerton 1932). Także i w innych teoriach, przyjmujących istnienie zwierciadła wód podziemnych w krasie (Cvijić 1929, Davis 1930, Bretz 1941), sprawa rozpuszczania nie budziła większych wątpliwości.

Schematów tych nie da się jednak przyjąć dla współczesnych warunków rozwoju krasu tatrzańskiego. Niezależność od siebie dróg krążenia i znaczne rozpiętości w ilościach rozpuszczonego CaCO<sub>3</sub> świadczą, że mamy do czynienia z odrębnymi systemami, w których, przynajmniej przez pewne okresy ich rozwoju, przepływ odbywał się pod ciśnieniem. Ponadto obserwacje górnych, dostępnych obecnie części współczesnych systemów (Jaskinia Śnieżna) wskazują, że większość istniejących tu form erozyj-

nych, takich jak np. kotły wirowe, tworzyła się w okresie przepływu wód pod ciśnieniem. Charakter przepływu w czasie ewolucji jaskini można odtworzyć na podstawie przekrojów korytarzy oraz różnych mniejszych form erozyjnych. Stosowanie tych form, jako kryteriów charakteru przepływu, omawiane było dokładnie w pracach J. Rudnickiego (1958) i R. Gradzińskiego (1962). Poszukiwania sposobów rozpuszczania w głębi systemów zapełnionych wodą doprowadziły A. Boegliego (1962) do odkrycia mechanizmu, tzw. przez niego „korozji z mieszania” (Mischungkorosion). Mechanizm tego zjawiska można objaśnić na figurze 6.

Jeżeli do roztworu, zawierającego np. 20 mg/1  $\text{CaCO}_3$  (A), wlejemy równą objętość roztworu, zawierającego np. 80 mg/1  $\text{CaCO}_3$  (B), to otrzymamy roztwór, zawierający 50 mg/1  $\text{CaCO}_3$  (C). Ponieważ jednak  $\text{CO}_2$  równoważne wzrasta progresywnie wraz z ilością znajdującego się w roztworze  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  — ilość  $\text{CO}_2$  równoważnego, potrzebnego do utrzymania 50 mg/1  $\text{CaCO}_3$  ( $\text{C}^1$ ), będzie mniejsza niż suma  $\text{CO}_2$  równoważnego dla 20 mg/1 +  $\text{CO}_2$  ( $\text{A}^1$ ) równoważnego dla 80 mg/1 ( $\text{B}^1$ ). W ten sposób zwolniona pewna ilość swobodnego  $\text{CO}_2$  staje się  $\text{CO}_2$  agresywnym i może powodować dalsze ługowanie.

Jak łatwo zauważyć na wykresie, korozja z mieszania jest tym większa, im większa jest różnica w ilości  $\text{CaCO}_3$ /1 wód mieszających się. Jednakże w skrajnych przypadkach, np. takich jak w podanym wyżej przykładzie, ilość uwolnionego  $\text{CO}_2$  jest bardzo mała i znaczenie tego procesu przy wytwarzaniu podziemnych systemów krążenia wód jest raczej znikome. Zdaniem A. Boegliego, rozszerzenia w miejscu złączenia się dwóch, czy kilku korytarzy mogą być wynikiem „Mischungkorosion”.

Rozpatrywane dotychczas zagadnienia dotyczyły wyłącznie kwestii zdolności wody do rozpuszczania  $\text{CaCO}_3$ , przy czym określone podawane wartości dotyczyły maksymalnej ilości  $\text{CaCO}_3$ , jaka może się rozpuścić w danych warunkach. Dla właściwej analizy jest jednak rzeczą niezmiernie istotną, jak prędko przebiegają wymienione reakcje chemiczne, gdyż, jak powszechnie wiadomo z obserwacji, wody tatrzańskie są raczej dalekie od stanu nasycenia, sądząc chociażby po niezwykle ubóstwie współczesnych nacieków. Wskazywałoby to, iż prędkość rozpuszczania jest na tyle mała, że wypływająca z obszarów krasowych woda nie zdążyła jeszcze wykorzystać całej swojej zdolności rozpuszczania.

Użyty tu termin *prędkość rozpuszczania* ( $v_r$ ) odnosić się będzie wyłącznie do wody. Oznacza on przyrost ilości rozpuszczonego  $\text{CaCO}_3$  na jednostkę objętości wody w czasie. Całkowicie odrębne natomiast znaczenie będzie miał termin *prędkość korozji* ( $v_k$ ) — oznaczający ilość rozpuszczonego  $\text{CaCO}_3$  na jednostkę powierzchni skały w czasie, który i tylko który determinuje prędkość ewolucji jaskiń.

Złożoność reakcji chemicznych, rządzących rozpuszczaniem  $\text{CaCO}_3$  powoduje, że prędkość rozpuszczania jest różna i, zdaniem A. Boegliego

(1960), w procesie rozpuszczania można wydzielić trzy odrębne typy o różnej prędkości.

Pierwszy rodzaj stanowi opisane wyżej rozpuszczanie  $\text{CaCO}_3$  wprost w wodzie bez udziału  $\text{CO}_2$ ; przebiega tu kilka reakcji jonowych, a mianowicie:  $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}^{++} + \text{CO}_3^{--}$  oraz  $\text{H}^+ + \text{CO}_3^{--} \rightarrow \text{HCO}_3^-$ . Ten rodzaj rozpuszczania jest niezwykle szybki, zachodzący w ciągu zaledwie sekund.

Drugi rodzaj rozpuszczania związany jest z przejściem obecnego w wodzie  $\text{CO}_2$  w  $\text{H}_2\text{CO}_3$  i związaną z tym reakcją powstawania  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Odpowiada więc warunkom rozpuszczania anaerobowego. Prędkość rozpuszczania jest tu dziesiątki lub setki razy wolniejsza niż w rodzaju pierwszym.

Trzeci wreszcie typ rozpuszczania, to rozpuszczanie dyfuzyjne, najbardziej powolne, zależne od prędkości rozpuszczania poprzedniego, gdyż w miarę ubytku swobodnego  $\text{CO}_2$ , nowe  $\text{CO}_2$  może dyfundować. Ten typ rozpuszczania wymaga znacznego czasu, co najmniej 24 godzin do swego zakończenia. Jest to jednakże proces bardzo zróżnicowany, zależny również od prędkości dyfuzji, która w niskich temperaturach przebiega 4—8 razy wolniej niż w wysokich. J. Johnston (1916) czas dyfuzji w wodzie stojącej ocenia na maksimum 10 min., zwraca także uwagę na skrócenie tego czasu podczas mieszania.

Prędkość rozpuszczania stopniowo maleje; dowodzą tego liczne badania eksperymentalne. D. S. Sokołow (1962) podaje empiryczny wzór Laptieva, według którego prędkość rozpuszczania jest proporcjonalna do kwadratu ilości agresywnego  $\text{CO}_2$ , i uważa, że stan równowagi osiągany jest przy normalnej ilości  $\text{CO}_2$  (0,03%) i ciśnieniu 1 atmosfery w czasie od 5 do 30 dni. Dla takich samych warunków J. P. Miller (1952) podaje, że 85% rozpuszczania zachodzi w ciągu 8—12 godzin, 10% — od 12 do 36 godzin, a pozostałe 5% od 36 do 50 godzin. Większość eksperymentów przeprowadzana była w warunkach zwiększonego ciśnienia  $\text{CO}_2$ ; trzeba zauważyć, że zgodnie z wykresem (fig. 7) rola rozpuszczania dyfuzyjnego wówczas maleje lub nawet zanika zupełnie. A. E. Mitchell (1926) przeprowadził rozpuszczanie w temperaturze  $25^\circ\text{C}$  i  $p\text{CO}_2 = 4$  atm., uzyskując rozpuszczanie: w ciągu 24 godzin 55%; 24—36 godz. 16%; 36—60 godz. 16%; 60—100 godz. 9%. Rozpuszczanie dolomitu przy  $p\text{CO}_2 = 0,25$  atm. zostało zakończone po 150 godzinach.

R. M. Garrels i R. Dreyer (1952) uogólniają proces rozpuszczania wapienia; każdy rozpuszczalnik cechuje się dwiema właściwościami: *potencjałem* — określonym wartością pH i kontrolującym prędkość rozpuszczania, oraz *pojemnością* — warunkującą ilość rozpuszczonego  $\text{CaCO}_3$  i zależną od wydajności źródła jonów wodorowych, czyli od zdolności buforowych roztworu.

W przypadku niskiego pH i niskich zdolności buforowych proces zachodzi bardzo szybko (fig. 8), lecz ilość rozpuszczonego wapienia jest

nieznaczna, gdyż kwas zostanie szybko zneutralizowany — ma to miejsce na przykład w przypadku kwasów organicznych.

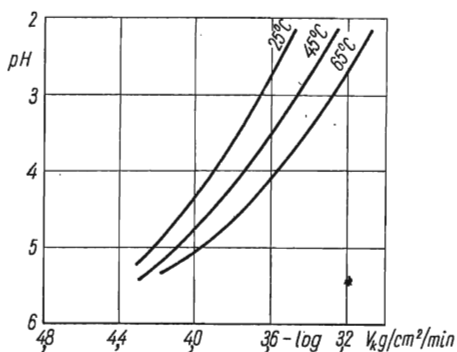
Wysokie pH i duże zdolności buforowe powodują powolny przebieg rozpuszczania, lecz bardzo wydajny — jak ma to miejsce przy rozpuszczaniu wapienia z udziałem  $\text{CO}_2$ , gdzie ubytek  $\text{H}_2\text{CO}_3$  jest uzupełniany dzięki dyfuzji  $\text{CO}_2$  z atmosfery w myśl reakcji  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$ .

Jak wynika z dotychczasowego przeglądu, prędkość rozpuszczania jest bardzo duża w chwili pierwszego kontaktu wody ze skałą i może do-

Fig. 8

Zależność prędkości korozji ( $v_k$ ) od pH i temperatury (wg R. M. Garrelsa i R. Dreyera)

Relation between velocity of corrosion and pH (after R. M. Garrels and R. Dreyer)



chodzić do 10 mg/1/sek. Podobny rząd prędkości rozpuszczania daje obecność kwasów organicznych o niskich pH. Oba te procesy, mimo iż energiczne, są mało wydajne. Oba też mogą odgrywać rolę wyłącznie przy ablacji powierzchniowej, nie wpływając zasadniczo na kształtowanie systemów podziemnych.

Inaczej jest w reakcjach z udziałem  $\text{CO}_2$ . Przebiegają one znacznie wolniej, lecz wobec dużych zdolności buforowych umożliwiają rozpuszczenie znacznej ilości  $\text{CaCO}_3$  i mają decydujący wpływ na rozwój form podziemnych.

Czas potrzebny do osiągnięcia stanu równowagi wynosi dziesiątki lub setki godzin. Oznacza to, że nie należy spodziewać się znacznej różnicy w czasie przebiegu tego procesu w warunkach rozpuszczania anaerobowego i dyfuzyjnego, bo jeżeli dyfuzja może zachodzić całkowicie w czasie krótszym od 10 minut, to uzupełnianie  $\text{CO}_2$  nadąży z łatwością za procesem rozpuszczania. Wprawdzie prędkość rozpuszczania będzie większa, zarówno jak i końcowa wartość twardości, to jednak czas osiągnięcia stanu równowagi powinien być zbliżony. Doświadczenie A. E. Mitchella (1926), przeprowadzone w warunkach ciśnienia  $\text{CO}_2$  4 atm., a więc gwarantujące, że rozpuszczanie dyfuzyjne nie odgrywało już roli, wymagało jednak około 100 godzin do swego zakończenia.

Duża rozbieżność czasu, jaki jest wymagany do uzyskania stanu równowagi, pochodzi stąd, że cytowane powyżej eksperymenty traktowane były *wyłącznie jakościowo*. Żadna z tych prac nie podaje ilości rozpuszczalnika w stosunku do powierzchni rozpuszczanego wapienia, ani też intensywności mieszania. A przecież oczywiste jest, że prędkość rozpuszczania będzie różna, gdy np. w litrze wody będzie znajdować się 1 cm<sup>2</sup> czy 100 cm<sup>2</sup> powierzchni wapienia podlegającego rozpuszczaniu. Rolę, jaką odgrywa powierzchnia kontaktu w rozpuszczaniu, potwierdza fakt, że największe prędkości rozpuszczania otrzymano przy użyciu sproszkowanego CaCO<sub>3</sub>.

Stosunek powierzchni zwilżanej do objętości cieczy rozpatrzmy dla przewodu kołowego w warunkach przepływu pod ciśnieniem; wzajemne stosunki powierzchni do objętości będą równe stosunkom obwodu do przekroju, a więc:

$$\frac{2 \pi r}{\pi r^2} = \frac{2}{r}$$

stąd wzór na prędkość rozpuszczania ( $v_r$ ) w zależności od prędkości korozji ( $v_k$ ):

$$v_r = \frac{2}{r} v_k$$

Oznacza to, że jeżeli prędkość korozji wynosi np. 1 mg/cm<sup>2</sup>/min. — to prędkość rozpuszczania wynosić będzie dla  $r = 1$  cm, 2 mg/l/min., podczas gdy przy  $r = 100$  cm,

$$v_r = \frac{2}{100} v_k; v_r = 0,02 \text{ mg/l/min.}$$

Zależność ta odgrywa więc bardzo istotną rolę w procesie kształtowania jaskiń i pozwala zrozumieć, dlaczego twardość wód po wielodniowym nieraz przepływie w dużym systemie podziemnym pozostaje nieznaczna, podczas gdy jest zwykle znacznie wyższa w źródłach szczelinowych o niewielkich wydajnościach.

Jak widać z powyższych wzorów, prędkość przepływu wody nie wpływa bezpośrednio na wzajemną zależność pomiędzy  $v_r$  i  $v_k$ . Jednak w całym systemie krążenia rola prędkości przepływu jest znaczna z kilku względów.

Wyobraźmy sobie korytarz o pewnej długości i średnicy, przez który przepływa woda agresywna z prędkością  $v_1$ , o twardości początkowej  $d_0$  i końcowej  $d_1$ . Następnie tym samym przewodem przepływa woda o początkowej twardości również  $d_0$ , lecz z dwukrotnie większą prędkością. Efektem tego będzie, wobec takiej samej prędkości rozpuszczania w obu przypadkach, dwukrotnie mniejsza twardość  $d_2$  na końcu odcinka. A więc,

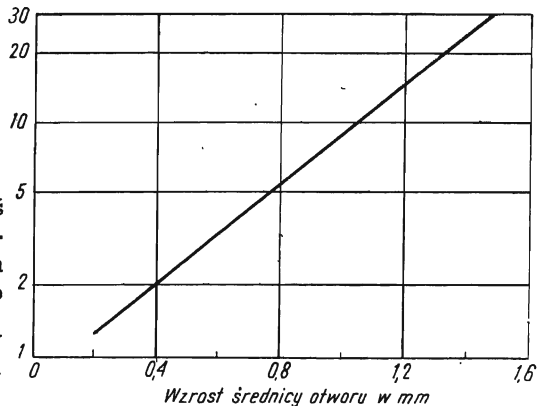
w przypadku gdyby prędkość rozpuszczania nie zmieniała się podczas przepływu, ilość wynoszonoego wapienia wyrażałaby się funkcją, zależną od prędkości korozji (lub rozpuszczania) i czasu, i byłaby niezależna od  $Q$  lub  $v$ . Jednakże tak nie jest — prędkość rozpuszczania maleje, jak wiemy, w miarę zbliżania się do stanu równowagi, stąd przy krótszym czasie przepływu przez system, co odpowiada zwiększonej prędkości, nastąpi zwiększenie ilości wynoszonoego wapienia. Zwiększenie to będzie proporcjonalne do wzrostu prędkości i do poprzednio istniejącej różnicy twardości na początku i na końcu odcinka.

Prędkość przepływu wody odgrywa jeszcze trzecią istotną rolę w tym procesie. Użyty przez nas termin *prędkość korozji* ma wtedy tylko sens, gdy produkty rozpuszczania są odprowadzane, tym czynnikiem jest, oczywiście, przepływająca woda. R. M. Garrels i R. Dreyer (1952) oraz później C. A. Kaye (1957) zwrócili uwagę, że przy powolnym przepływie tworzy się wzdłuż ścian warstwa roztworu o wyższym stężeniu a więc i mniejszej agresywności, utrudniając dostęp wody bardziej agresywnej, i że wraz ze zmniejszaniem się prędkości grubość tej warstewki wzrasta, zmniejszając wartości prędkości korozji. Załączony wykres (fig. 9) poka-

Fig. 9

Wpływ prędkości przepływu (oś  $y$  — jednostki względne) na prędkość korozji (oś  $x$  — średnica otworu w mm) według A. Kaye'go

Relation between flow velocity (y axis) and velocity of corrosion (x axis) after A. Kaye



zuje tę zależność otrzymaną przez Kaye'a. Przedstawiona krzywa jest krzywą wykładniczą, uzyskaną przy przepływie zakwaszonej wody przez otwory wywiercone w marglu, wskazując, że wpływ prędkości na prędkość korozji maleje wraz ze wzrostem prędkości przepływu. Taylor (1925, fide Kaye 1957) podaje, że prędkość korozji wzrasta wraz z  $3/2$  potęgą prędkości przepływu.

Na podstawie swych doświadczeń Kaye wysunął przypuszczenie, że w czasie rozwoju jaskiń działać będzie mechanizm prowadzący (dzięki szybszej korozji na odcinkach zwiększonej prędkości) do *wyrównania*

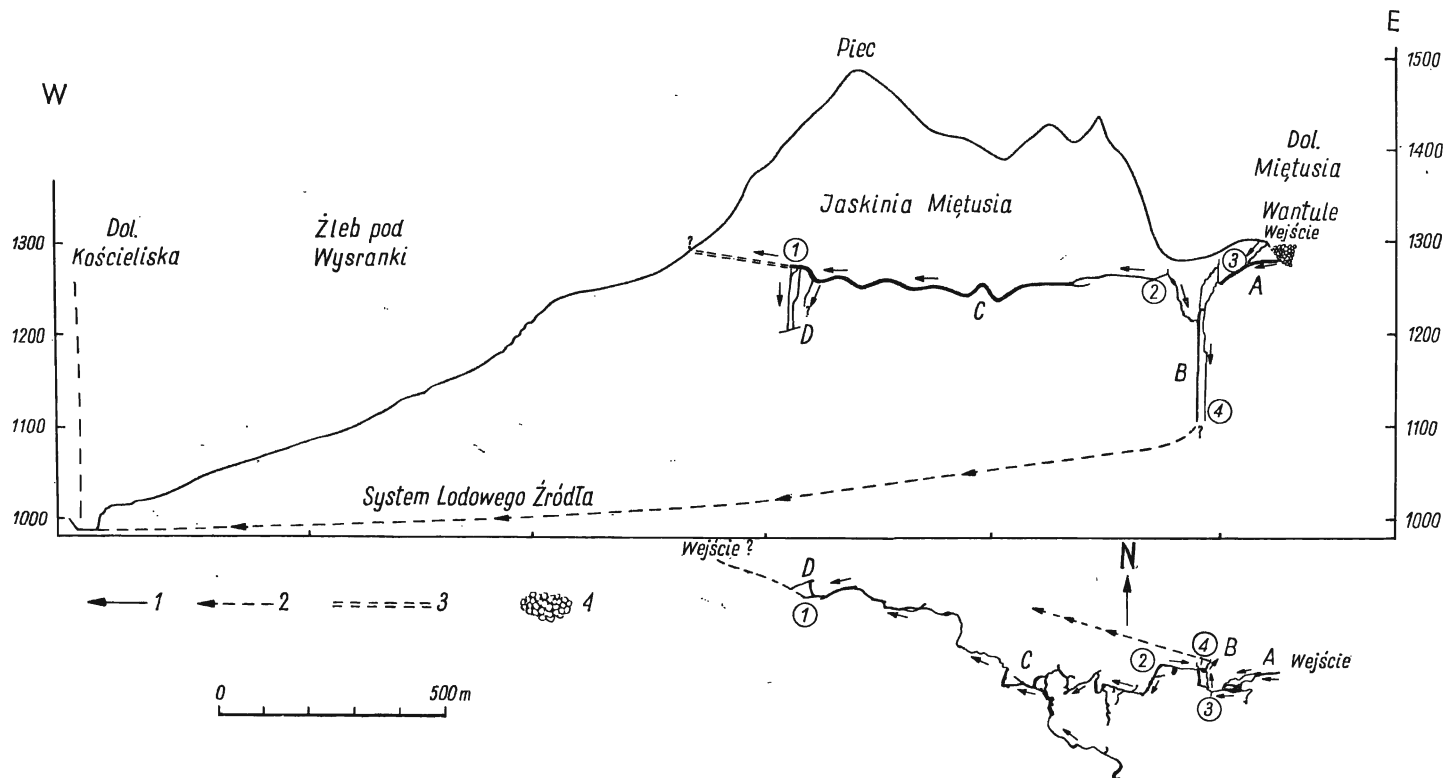


Fig. 10

Plan i przekrój Jaskini Miętusiej (cyfry na przekroju oznaczają odpowiednie miejsca na planie)

1 kierunki przepływu wody podczas powstawania jaskini, 2 współczesny przepływ wody do Lodowego Źródła, 3 przypuszczalny dalszy ciąg jaskini, 4 zawalisko Wantul

Map and cross-section of the Miętusia Cave system (numbers on the map show the same places on the cross-section)

1 water flow direction in time of cave formation, 2 recent water flow to the Lodowe exurgence, 3 supposed part of cave leading to the old exurgence, 4 Wantule breakdown



prędkości przepływu przez szybsze poszerzanie węższych odcinków korytarzy. Oznacza to, że łączenie się dwóch korytarzy o przekrojach  $F_1$  i  $F_2$  oraz wydatkach  $Q_1$ ,  $Q_2$  prowadzi do wytworzenia korytarza o przekroju równym  $F_1 + F_2$ : konieczne, by prędkość przepływu pozostała stała.

Podsumowując tę dyskusję, możemy uznać, że ewolucja jaskiń zależy od korozji, której prędkość jest w sposób określony związana z prędkością rozpuszczania, a ponadto zależna jest od agresywności i prędkości przepływającej wody. *Zwiększenie prędkości przepływu wody powoduje zawsze przyspieszenie korozji z jednej strony przez dopływ wody bardziej agresywnej, z drugiej przez ścienianie lub nawet usuwanie przyściennej warstwy o małej agresywności. Ponieważ znaczenie tego drugiego procesu maleje wraz ze wzrostem prędkości przepływu, znaczne zwiększenie prędkości zaznaczyć się powinno spadkiem twardości w źródle.*

Jak ilustrują liczne plany jaskiń, wniosek Kaye'a o powiększaniu się przekrojów korytarzy w miarę włączania się bocznych dopływów jest

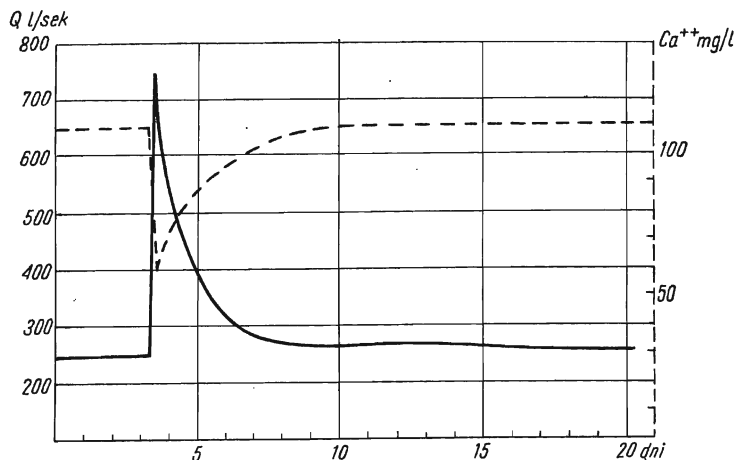


Fig. 11

Zależność pomiędzy wielkością przepływu a zawartością jonów wapnia w wywierzysku Josvaffo (wg L. Jakucs'a)

Relation between water discharge and hardness in the Josvaffo exurgence (after L. Jakucs)

całkowicie słuszny. Główny ciąg Jaskini Miętusiej o długości 2 km pozwala na stopniowe śledzenie tego rozwoju (vide fig. 10). Również podane uprzednio zmiany twardości wód tatrzańskich przebiegają w całkowitej zgodności z poprzednimi wywodami. Spadek twardości w okresach wzmożonej wydajności jest regułą w krasie nie tylko tatrzańskim, ale także we wszystkich znanych mi przykładach, np. na Węgrzech (fig. 11, wg Jakucs'a 1959) oraz w Wielkiej Brytanii (Smith & Mead 1962).

Opisywana w tym rozdziale charakterystyka wód dotyczyła tych, które przepływają pod wyłącznym wpływem siły ciężkości. Speleolodzy węgierscy nazwali je wodami  $\beta$  (Holly 1962).

Jednakże system źródeł krasowych zasilany jest częściowo również przez wody, sączące się ciasnymi szczelinami, gdzie wpływ sił kapilarnych wywołuje znaczne zmniejszenie ich prędkości. Są to, według węgierskiej terminologii, wody krasowe  $\alpha$ . Duża powierzchnia kontaktu i długi czas przepływu powodują, że wody te osiągają na ogół stan równowagi. One właśnie są najczęściej źródłem nacieków. Zmierzone w jaskiniach tatrzańskich twardości wód kąpiących  $\alpha$  pokazywały zawsze wartości wyższe od dużych krasowych wywierzyisk, wartości w granicach 5—9°n. W całości wód krasowych wody te mają minimalne znaczenie, stanowiąc zaledwie ułamki procentu. Jednakże w okresach długotrwałej suszy lub w czasie zimy, gdy ilość wód  $\beta$  poważnie się zmniejszy, wody  $\alpha$  wpływają zapewne na ogólną wysoką wartość twardości.

#### INTERPRETACJA HYDRODYNAMIKI WSPÓŁCZESNYCH DRÓG KRAŻENIA

Uprzednio została scharakteryzowana współczesna sieć odwodnienia, jako złożona z szeregu niezależnych od siebie systemów, silnie zróżnicowanych pod względem wielkości. Każdy system cyrkulacji stanowić będzie niezależny układ wodny rządony prawami hydrodynamiki.

Nierzadko w czasie tygodnia suma opadów osiągnąć może wartość np. 40 mm, co przy niewielkim spływie powierzchniowym nie przekraczającym zapewne 25% daje ilość wody infiltrującej w głąb równą 30.000 m<sup>3</sup>/km<sup>2</sup>. Jasne jest, że szybki dopływ takiej ilości wody wpłynąć musi decydująco na reżim wodny systemu. Towarzyszące dopływowi tej wody zapełnianie korytarzy stwarza ciśnienie, wywołujące zwiększenie prędkości wody, przyspieszając tym samym odpływ wody z wnętrza systemu. W czasie trwania tych warunków cała dolna, odprowadzająca wodę do źródła, część systemu będzie zapełniona wodą.

Znajomość praw hydrodynamiki znacznie ułatwi zrozumienie zasadniczych zachodzących tu procesów. Główne prawo rządzące przepływem pod ciśnieniem w przewodach zamkniętych jest wyrażone równaniem Bernoulliego.

Równanie to ujmuje trzy zasadnicze elementy przepływu cieczy pod ciśnieniem: wysokość położenia, prędkości i ciśnienia. Dla cieczy doskonałej ma ono następującą postać:

$$\frac{P_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g} + h_{1,r} = \text{const.};$$

gdzie: P — ciśnienie

$\gamma$  — ciężar właściwy cieczy

v — prędkość

h — wysokość położenia.

Prawo to brzmi: „w ruchu cieczy doskonałej, odbywającym się pod wpływem siły ciężkości, suma wysokości położenia, wysokości ciśnienia i wysokości prędkości jest stała”.

Wynika stąd również, że energia w każdym dowolnym przekroju będzie stała.

W przypadku cieczy rzeczywistych energia dwóch przekrojów będzie się różnić o wielkość strat zużytych na tarcie podczas przepływu. Równanie Bernoulliego przybierze wówczas następującą postać.

$$\frac{P_1}{\gamma} + \frac{v_1^2}{2g} + h_1 = \frac{P_2}{\gamma} + \frac{v_2^2}{2g} + h_2 + \sum h \text{ strat.}$$

Ruch wody w przewodzie odbywać się będzie pod wpływem ciśnienia słupa wody  $\frac{P_1}{\gamma}$ , wskutek straty części energii zużytej na tarcie; im bliżej wypływu tym wysokość ciśnienia, pod jakim odbywa się przepływ, będzie się zmniejszała:

$$\frac{P_1}{\gamma} > \frac{P_2}{\gamma} > \frac{P_3}{\gamma} \dots$$

Linia wysokości ciśnień rozgranicza nam zarazem dwie strefy: powyżej niej przepływ jest swobodny, poniżej — przepływ odbywa się pod ciśnieniem. Czynnikiem warunkującym wysokość, do jakiej zalewane są części systemu, okazuje się wysokość  $h$  strat, powstałych przy przepływie wody przez korytarz (fig. 12).

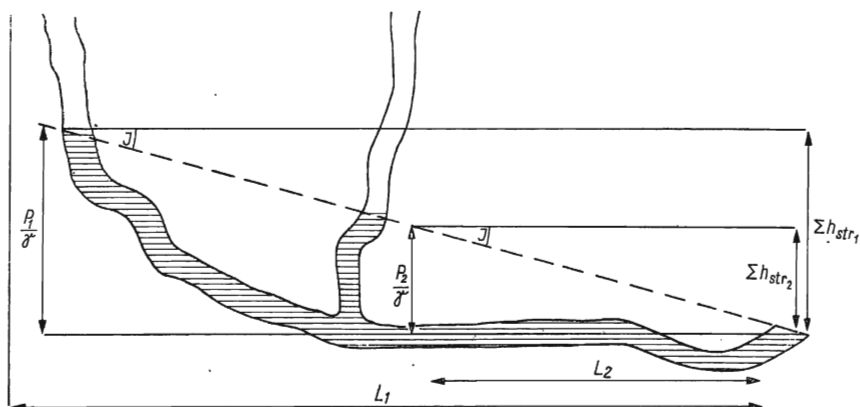


Fig. 12

Rozgraniczenie przepływu pod ciśnieniem od przepływu swobodnego w zależności od  $h_{str}$

Piezometric surface determined by pressure and indicating the limit of tubeful conditions flow

### Straty energii w przepływie pod ciśnieniem

Straty energii zużytej na tarcie są w przepływie pod ciśnieniem proporcjonalne do długości przewodu ( $L$ ). Jednakże, gdy przewód posiada miejscowe przewężenia lub zmienia kierunek, to straty będą tu wyższe. Wynikłe stąd straty energii nazywane są *lokalnymi*.

Ponadto istnieją jeszcze straty energii, powstałe podczas tarcia przesuwających się względem siebie cząstek wody; są one proporcjonalne do prędkości wody w przypadku, gdy cząstki wody przesuwają się równolegle do siebie, jak to ma miejsce w ruchu laminarnym. W ruchu turbulentnym cząstki wody zużywają znaczną ilość energii na ruch boczny i straty energii mogą być bardzo duże. Doświadczalnie ustalono, że straty podczas przepływu turbulentnego są proporcjonalne do kwadratu prędkości:

$$\Delta h_{\text{strat}} = \zeta \frac{v_2^2}{2g}$$

gdzie  $\zeta$  — współczynnik strat; łącznie strata ciśnienia wyraża się więc wzorem:

$$\Delta h = \zeta \frac{v_2^2}{2g} L$$

Dlatego określenie charakteru ruchu, jaki ma miejsce w systemach jaskiń, ma zasadnicze znaczenie przy ocenie wielkości strat.

Charakter przepływu określa tzw. liczba Reynoldsa ( $Re$ ):

$$Re = \frac{v \cdot r}{\eta}$$

gdzie  $v$  — średnia prędkość przepływu,  $r$  — promień korytarza,  $\eta$  — współczynnik kinematycznej lepkości zależny od temperatury.

Gdy wartość tak określonej liczby  $Re$  jest niższa od 1160, przepływ jest laminarny.  $Re = 1160$  nazywa się dolną prędkością krytyczną ( $v_{dk}$ ).  $Re = 5900$  nazywa się górną prędkością krytyczną ( $v_{gk}$ ), powyżej której przepływ jest turbulentny.

Jak widać, można obliczyć, że ruch wody, z którym będziemy się spotykać w jaskiniach, będzie na ogół ruchem burzliwym. Jedynie w przypadkach przepływu wody przez ciasne szczeliny można mieć do czynienia z ruchem laminarnym, tj. głównie w okresie inicjacji jaskiń.

Teoretyczne obliczenie strat w czasie przepływu podziemnego jest, oczywiście, zupełnie niemożliwe, gdyż wszystkie potrzebne do tego elementy pozostają nieznane. Nie sposób jest obliczyć oporu przewodu o nieznanym kształcie i przekroju, o nieznannej ilości miejsc, powodujących straty lokalne. Także długość podziemnego przewodu pozostaje nieznana.

Aby odtworzyć warunki przepływu w systemie Lodowego Źródła, należy oprzeć się na niepełnych, lecz już dość licznych danych obserwa-

cyjnych. Najgłębsze partie Jaskini Śnieżnej, poczynając od 500 m od otworu, to znaczy od wysokości 1200 m n.p.m. w dół są intensywnie zamulone. Muł ten jest świeży i pokrywa zarówno ściany, jak i kamienie dna jaskini. To zamulenie wskazuje, że współcześnie najniższe partie jaskini zalewane są okresowo przez wodę. Ma to miejsce w czasie najwyższych stanów wód Lodowego Źródła, a więc w okresach powodziowych. Przenosząc tę obserwację na procesy hydrodynamiczne, zachodzące wtedy w systemie Lodowego Źródła, można powiedzieć, że wysokość zapełnienia systemu daje ciśnienie potrzebne na pokonanie strat przepływu przy prędkości, odpowiadającej maksymalnej wydajności źródła. Określone w ten sposób  $h$  strat systemu Lodowego Źródła dla stanu najwyższego równać się będzie różnicy wysokości pomiędzy najwyższą wysokością zapełnienia (1200 m n.p.m.) a najniższym punktem układu — Lodowym Źródłem (987 m n.p.m.); to znaczy 213 m (w przybliżeniu 200 m). Ponieważ jednak wysokość strat w przepływie turbulentnym rośnie proporcjonalnie do kwadratu prędkości przepływu, oznacza to, że zapełnienie systemu Lodowego Źródła do wysokości 800 m wymaga jedynie dwukrotnego wzrostu prędkości przepływu w stosunku do warunków spotykanych współcześnie. Inaczej mówiąc wzrost wydajności do około 10—15 m<sup>3</sup>/sek. wystarcza, by przepływ pod ciśnieniem zachodził w całym systemie.

#### WARUNKI ROZWOJU JASKIŃ

Liczne obserwacje speleologiczne pozwalają na stwierdzenie wyraźnej prawidłowości w przebiegu pionowym systemów jaskiń. Ma to miejsce również i w przypadku jaskiń tatrzańskich, gdzie początkowe części systemu, leżące bezpośrednio pod rejonem infiltracji, charakteryzują się stromym nachyleniem korytarzy, które już po krótkim przebiegu zniżają się do wysokości leżących w granicach poziomu źródła, dzięki czemu dalsza, na ogół znacznie dłuższa część systemów jest słabo nachylona lub prawie pozioma. W terminologii francuskiej obie te części systemów posiadają różne nazwy: jaskinie pionowe, jeśli są pojedynczymi studniami, nazywa się avenami; natomiast zstępujący zespół studzien zwie się gouffre. Poziome części systemów zwane są grotte.

Ta różnica w pionowym ukształtowaniu części systemów jaskiń stała się jednym z podstawowych argumentów przemawiających na korzyść tych teorii, które przyjmowały istnienie jednolitego poziomu wód podziemnych w krasie. Zgodnie z nimi pionowe odcinki tworzone są przez wody przepływające swobodnie w głąb; naturalną ich tendencją będzie spływ możliwie głęboko, po jak największym spadku.

Części poziome natomiast rozwijały się w warunkach przepływu pod ciśnieniem poniżej zwierciadła wód podziemnych, kontrolowanego przez poziom wywierzyśka. Te partie jaskini charakteryzują małe deniwelacje i zmienność nachyleń (syfony).

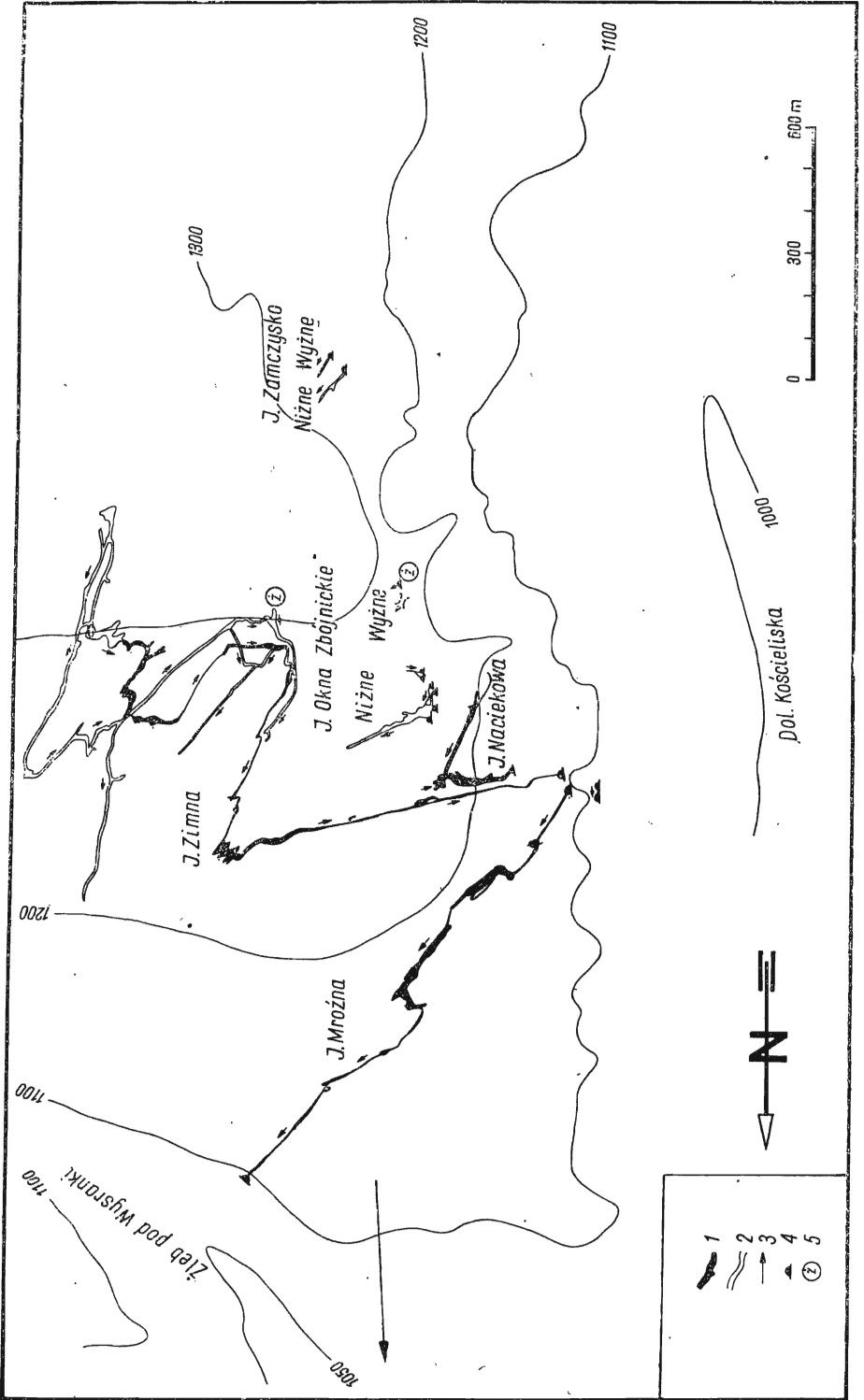


Fig. 13

Mimo niewątpliwej sugestywności, ujęcie to nie może być przyjęte przy interpretacji krasu tatrzańskieg0. W poprzednich rozdziałach wykazano, że współcześnie w Tatrach spotykamy się wyłącznie z odrębnymi niezależnymi od siebie drogami przepływu, których reżim zgodny jest z ujęciem O. Lehmana (1932). Łatwo jest udowodnić, że podobnie przebiegał rozwój starych jaskiń tatrzańskich. Istnienie jednolitego zwierciadła wód podziemnych w pewnym rejonie wymaga bowiem wzajemnego, bezpośredniego powiązania ze sobą występujących tam jaskiń na zasadzie naczyń połączonych. Powstałe w ten sposób systemy noszą w literaturze anglosaskiej nazwy network lub spongework-pattern (Bretz 1942).

W Tatrach rozpoznano szereg starych, niemal kompletnych systemów jaskiniowych. Określenie kierunków przepływu tworzących je wód jest możliwe na podstawie obserwacji form zagłębień wirowych (flutes, scallopes), opisanych przez J. Maxsona (1940). Odtworzone stare tatrzańskie systemy jaskiniowe wraz z kierunkami przepływu wód (fig. 10 i 13) wskazują, że były to również pojedyncze, odrębne od siebie drogi przepływu. Powszechnie stwierdza się istnienie wyraźnego ciągu głównego i szeregu bocznych korytarzy; całość systemu posiada z reguły dendrytyczny układ korytarzy (branchwork). Należy więc uważać, że w czasie rozwoju tych jaskiń reżim wodny był podobny do opisanego dla współcześnie czynnych systemów.

Ponadto występowanie form, powstałych w warunkach przepływu pod ciśnieniem, nie jest wcale ograniczone do partii poziomych; powszechnie występują one we wszystkich częściach systemu. Te fakty obserwacyjne dadzą się tylko wtedy wytłumaczyć, jeżeli przyjmniemy podobny charakter cyrkulacji podczas tworzenia się nieczynnych już jaskiń, jak i w krasie współczesnym. Wtedy jednak należy uznać, że zróżnicowanie na ciągi pionowe i poziome nie jest związane ze sposobem przepływu wody, lecz zostało wytworzone w warunkach przepływu pod ciśnieniem i to już w pierwszym okresie formowania się systemu. Być może wytłumaczenie tego zjawiska wiąże się ze zdolnością przenikania wód w głąb szczelin w czasie inicjacji dróg krążenia. Sytuacja taka może nastąpić wtedy, gdy pierwotnie istniejące w skale szczeliny są zbyt wąskie, aby

Fig. 13

Rozmieszczenie jaskiń w masywie Organów

1 korytarze dolnego piętra jaskiń, 2 korytarze górnego piętra jaskiń, 3 kierunek dawnego przepływu wody, 4 otwory jaskiń, 5 osady żwirowe

Distribution of caves in Organy massif

1 galleries of the lower level, 2 galleries of the upper level, 3 water flow direction at the time of cave development, 4 entrances, 5 gravel deposits

woda mogła nimi swobodnie przepływać. W tych przypadkach zdolność penetracji wód będzie proporcjonalna do istniejącego ciśnienia, a więc i głębokości.

Jeżeli rozmieszczenie szczelin przyjąć za równomierne, to przestrzeń objęta penetracją leżeć będzie wewnątrz stożka z wierzchołkiem w punkcie ponorowania i którego kąt wierzchołkowy ( $\alpha$ ) będzie się zwiększał wraz z szerokością szczelin. W takim przypadku największe możliwości penetracji będą panowały w najgłębszych partiach masywu wapiennego. Że tak może być w istocie, świadczy fragment korytarza z Jaskini Miętusiej. Ogólny kierunek przepływu wód jest tu ku NW. Brak szczelin o takim kierunku powoduje, że woda wykorzystuje istniejące spękania o przebiegu NNE-SSW, przebijając się co kilkanaście metrów do sąsiedniej bardziej na zachód leżącej szczeliny. Te krótkie przebicia nie leżą na wyraźnych szczelinach; przy ich tworzeniu woda wykorzystywała nieznaczące, drugorzędne kierunki osłabienia skały.

Powszechnie wiadomo, że zasadniczy wpływ na rozwój systemów podziemnych mają takie elementy jak: wielkość i rozmieszczenie spękań, sytuacja morfologiczna i warunki klimatyczne. Ostatnio coraz powszechniej przyjmuje się, że wpływ warunków klimatycznych jest drugorzędny, jeśli chodzi o rozwój typowych form podziemnych. R. Gradziński i A. Radomski (1963) stwierdzają na przykład duże podobieństwo w formach podziemnych krasu tatrzańskiego i Kuby.

Z przedstawionego powyżej przebiegu procesu rozpuszczania wynika, że różnice w agresywności wody, zależne od temperatury, ilości CO<sub>2</sub> i kwasów organicznych, zaznaczają się głównie w pierwszym okresie aktywności wody, a więc związane są przede wszystkim z formami krasu powierzchniowego, co również wskazuje na to, że warunki klimatyczne nie powinny mieć większego wpływu na rozwój form podziemnych. Zdaniem R. Gradzińskiego i A. Radomskiego (1963), o wyglądzie form krasu podziemnego decyduje w pierwszym rzędzie tzw. sytuacja przestrzenna, zawierająca w sobie czynnik strukturalny i morfologiczny. Rolę poszczególnych elementów można prześledzić dość dokładnie na gruncie teoretycznym.

Inicjacja jaskiń, jak powszechnie wiadomo, zachodzi wzdłuż spękań istniejących w masywnym lub zbitym wapieniu. Przebieg tego procesu nie daje się śledzić bezpośrednio — jest nieuchwytny — a przecież cały rozwój późniejszy jaskini wykorzystuje te inicjalne założenia. To też warunki, jakie istnieją w okresie inicjacji, w dużej mierze determinują późniejszy wygląd jaskiń.

Powiększanie tworzącego się systemu wywołane jest wynoszeniem wapienia, tworzącego ściany dróg inicjalnych. Mówiąc precyzyjniej: jest proporcjonalne do prędkości korozji.

Zgodnie z tym, co powiedzieliśmy uprzednio, prędkość korozji zależna jest od agresywności wody i prędkości przepływu wody. Wiadomo jed-



nak, że agresywność wody maleje w miarę rozpuszczania i po pewnym czasie może spaść do zera, gdy woda osiągnie stan równowagi. Dla danych warunków początkowej agresywności czas osiągnięcia stanu równowagi zależy od prędkości rozpuszczania w myśl zależności

$$v_r = \frac{2}{r} v_k$$

Zależność ta wykazuje wyraźnie, że przy równej początkowej agresywności *im mniejsza średnica przewodu, tym krótszy jest czas*, w którym woda osiągnie stan równowagi ( $t$  równ.).

Oznacza to również, że droga przepływu, wzdłuż której zaznacza się korozyjna działalność wody, podlega ograniczeniu w myśl zależności:

$$S = v \cdot t \text{ (równ.)}$$

gdzie:  $S$  — długość drogi inicjacji,  $v$  — prędkość przepływu wody. Mówiąc inaczej, możliwa długość drogi inicjacji rośnie zawsze wraz z prędkością przepływu wody oraz ze średnicą (lub przekrojem) kanału inicjalnego. Z drugiej strony wiadomo jednak, że wzrost prędkości przepływu powoduje zwiększenie prędkości korozji (a pośrednio i prędkości rozpuszczania) głównie przez ścienianie laminarnej warstwy przyściennej (Kay 1957), tym samym działając w odwrotnym kierunku, a więc skracać długość drogi agresywnego oddziaływania wody. Należy spodziewać się, że w przypadku przepływu silnie turbulentnego warstewka laminarna staje się tak cienka, że przestaje wpływać hamująco na proces rozpuszczania i prędkość korozji osiąga wartość maksymalną zależną od pH wody. W przypadku przepływu powolnego, przy braku wirowego mieszania wody, wpływ zwiększenia prędkości przepływu na prędkość rozpuszczania nie powinien się zaznaczyć tak długo, jak długo przepływ pozostaje laminarny. Przy założeniu, że jako okres inicjalny uważać będziemy okres wyłącznego panowania przepływu laminarnego, można sformułować wniosek, że *długość drogi inicjalnej uzależniona jest od czasu oddziaływania agresywnego wody i jest zawsze proporcjonalna do prędkości przepływu i do promienia przewodu inicjalnego*.

Zależność ta wiąże z sobą wszystkie zasadnicze elementy konieczne do zapoczątkowania jaskini:

*klimatyczno-petrograficzny*: agresywność wody — podatność do rozpuszczania zależnie od składu wapienia;

*strukturalny*: promień przewodu inicjalnego zależny od wielkości szczeliny i oddziaływający na prędkość rozpuszczania oraz na prędkość przepływu;

*morfologiczny*: różnica wysokości wpływająca na prędkość przepływu.

Prędkość przepływu wody w warunkach laminarnych określa równanie Poiseuille'a (fide Lehmann 1932):

$$v \text{ cm/sek.} = \frac{P r^3}{L 32 \eta} \text{ (dla przewodu okrągłego)}$$

lub:

$$v \text{ cm/sek.} = \frac{P D^2}{L 12 \eta} \text{ (dla szczeliny)}$$

gdzie: D — szerokość szczeliny

r — promień przewodu kołowego

P — ciśnienie w dynach na  $\text{cm}^2$

L — długość przewodu

$\eta$  — współczynnik kinematycznej lepkości zależny od temperatury = 0,0179 ( $0^\circ\text{C}$ )

0,0130 ( $10^\circ\text{C}$ )

Długość całkowitej możliwej drogi inicjacji wyrazi się więc wzorem:

$$S = v t \text{ (równ.)} = \frac{P r^3}{L 32 \eta} t \text{ (równ.)}$$

Ponieważ czas osiągnięcia stanu równowagi wzrasta również wraz z powiększaniem się kanału, wpływa to dodatkowo na wydłużenie drogi inicjacji. Wzór ten pozwala na sprecyzowanie udziału poszczególnych czynników podczas inicjacji podziemnych dróg krążenia w warunkach przepływu laminarnego.

Zasadniczy wpływ na długość drogi powstającego systemu ma, oczywiście, pierwotna szerokość lub średnica szczeliny, gdyż prędkość przepływu wzrasta wraz z trzecią potęgą promienia a ponadto zwiększenie kanału przedłuża czas potrzebny do osiągnięcia stanu równowagi. Ta część równania pokazuje, że raz poszerzony kanał inicjalny przy ponownym nawrocie warunków przepływu pod ciśnieniem *musi* stać się dominującym kierunkiem odwodnienia.

Wpływ sytuacji morfologicznej ilustruje wyraz P/L, zawierający w sobie element spadku hydraulicznego<sup>5</sup>. Długość drogi inicjacji będzie więc proporcjonalna do wielkości spadku hydraulicznego. W przypadku szerokich szczelin pierwotnych (ok. 1 cm) wpływ spadku hydraulicznego staje się zupełnie nieistotny, gdyż długość drogi inicjacji przy najniższych nawet wartościach spadku hydraulicznego wynosić może dziesiątki kilometrów. Przy wąskich jednak szczelinach pierwotnych (ok. 1 mm) czynnik spadku hydraulicznego odgrywa znaczną rolę, gdyż może zwiększać

<sup>5</sup> Stosowane w hydraulice pojęcie spadku hydraulicznego uzależnia spadek ciśnienia od długości przewodu.

długość drogi inicjalnej dziesiątki razy. Na przykład przy szerokości szczeliny 1/2 mm i spadku 5‰ prędkość przepływu będzie wynosić 1,3 cm/sek. (4°C), podczas gdy dla spadku 50‰ osiąga 13 cm/sek. (4°C). Ponieważ powierzchnia kontaktu jest w takim przypadku bardzo duża, toteż prędkość rozpuszczania będzie znaczna, skracając czas osiągnięcia stanu równowagi. Jeżeli przyjąć, że  $t$  (równ.) wynosi np. 10 godz., to w pierwszym przypadku długość możliwej drogi inicjacji wyniesie zaledwie 468 m, a w drugim przypadku — 4680 m.

Najtrudniejszy do dokładnego sprecyzowania, lecz niewątpliwie najmniej istotny, jest wpływ czynników klimatycznych i petrograficznych, wpływających na czas rozpuszczania i długość drogi. Wzrost temperatury ma wpływ na współczynnik kinematycznej lepkości i powoduje nieznaczne przedłużenie drogi inicjacji (do 25‰). Na przykład poprzedni przypadek: droga  $s = 468$  m przy 4°C może zostać przedłużona do 565 m przy 10°C. Również skład petrograficzny i początkowa agresywność wody, choć nie są bez wpływu, ustępują w znaczeniu poprzednim czynnikom. Z drugiej strony, czas potrzebny do osiągnięcia stanu równowagi nie może być obecnie dokładnie określony i oprzeć się trzeba na przytoczonych poprzednio danych eksperymentalnych. By móc proces inicjacji przedstawić w sposób ilościowy, niezbędne będzie przeprowadzenie odpowiednich doświadczeń, pozwalających na określenie wartości prędkości rozpuszczania i korozji. Niemniej rozważania te upoważniają do stwierdzenia, że przy uwzględnieniu poprzednio podanych założeń wpływ poszczególnych czynników na inicjację form podziemnych jest następujący:

strukturalny	morfologiczny	klimatyczny
1000	:	10
	:	1

Ponieważ jednak zmiany czynnika strukturalnego nie zachodzą tak powszechnie jak morfologicznego, to przy danej sytuacji strukturalnej (zwłaszcza w przypadku ciasnych szczelin) zmiany morfologiczne będą wywierały silne piętno na rozwój form podziemnych.

Ten, zarysowany tu teoretycznie, przebieg inicjacji wiernie oddaje rozwój i wygląd współcześnie zachodzących procesów krasowych. Zwróciliśmy już uwagę, że współcześnie w północnej części Doliny Kościeliskiej pomiędzy Bramą Kraszewskiego a Halą Pisaną przepływy podziemne nie rozwijają się. Spadek wynosi tu tylko 20‰, a odległość około 1000 m. Ponieważ droga tworzącego się systemu nie jest nigdy linią prostą, przeto spadek hydrauliczny powstającego systemu musi być mniejszy niż 20‰, prawdopodobnie 10‰, spadek ten jest zapewne zbyt mały, by przy istniejących szerokościach pierwotnych szczelin mógł wytworzyć się współczesny przepływ podziemny.

W przypadku przepływów podziemnych na południe od Hali Pisanej,

rozwinął się system ponorów doprowadzających wodę do wspólnego dla nich Wypływu pod Pisana (Dąbrowski 1967). Według T. Dąbrowskiego (1964), zmniejszanie się chłonności ponorów w górę potoku świadczy o tym, że tworzące się systemy przepływowe przesuwają się stopniowo w górę doliny. Podobnymi przepływami podziemnymi zajmował się G. Warwick (1961), który stwierdził, że do ich rozwoju konieczne jest załamanie w profilu podłużnym doliny (knick-point). Rozwój systemu następuje w ten sposób (fig. 14), że ponor jest zawsze ponad odcinkiem naj-

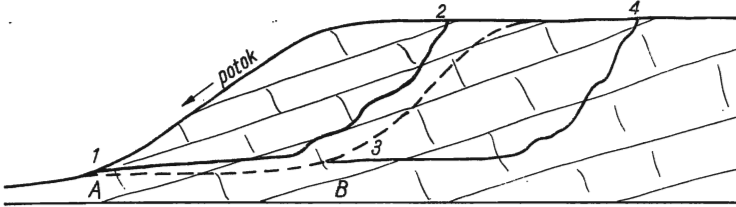


Fig. 14

Rozwój jaskiń przepływowych przez recesję punktów załamań podłużnego profilu doliny

1 wypływ starszy, 2 ponor starszy, 3 wypływ młodszy, 4 ponor młodszy, A-B cofnięcie dna doliny w wyniku recesji

Diagram of the evolution of caves systems owing to the knick-point recession  
1 old resurgence, 2 old swallow-hole, 3 young resurgence, 4 young swallow-hole

większego nachylenia doliny, a wypływ poniżej. W miarę przesuwania się odcinka dna doliny tworzący się system przesuwa się również.

Zgodnie z podaną interpretacją, wytworzenie się załamania w profilu podłużnym Doliny Kościeliskiej (zwiększone jej nachylenie) umożliwiło zaistnienie takiego spadku hydraulicznego wzdłuż dróg inicjalnych, że system przepływu podziemnego mógł zacząć się rozwijać (fig. 15a). System ten, rozwijając się energicznie, wytworzył możliwość przejścia całej wody potoku powierzchniowego, przynajmniej w niskich stanach (fig. 15b). Z tą chwilą zapoczątkowana zostaje możliwość inicjacji nowego przepływu, położonego w wyższej części doliny (fig. 15c), gdyż zdrenowanie potoku powierzchniowego wytwarza ponownie taką sytuację hydrauliczną, w której nowa droga przepływu może się rozwinąć.

Również występowanie niewielkich źródeł krasowych w różnych miejscach doliny jest zgodne z powyższym przedstawieniem. Najkorzystniejsze warunki rozwoju powstają wzdłuż linii o największym spadku hydraulicznym i stąd w dolinach o małym nachyleniu dna, lecz znacznym spadku zboczy sytuacja taka winna być regułą, jak ma to rzeczywiście miejsce w dolinach Kościeliskiej i Chochołowskiej.

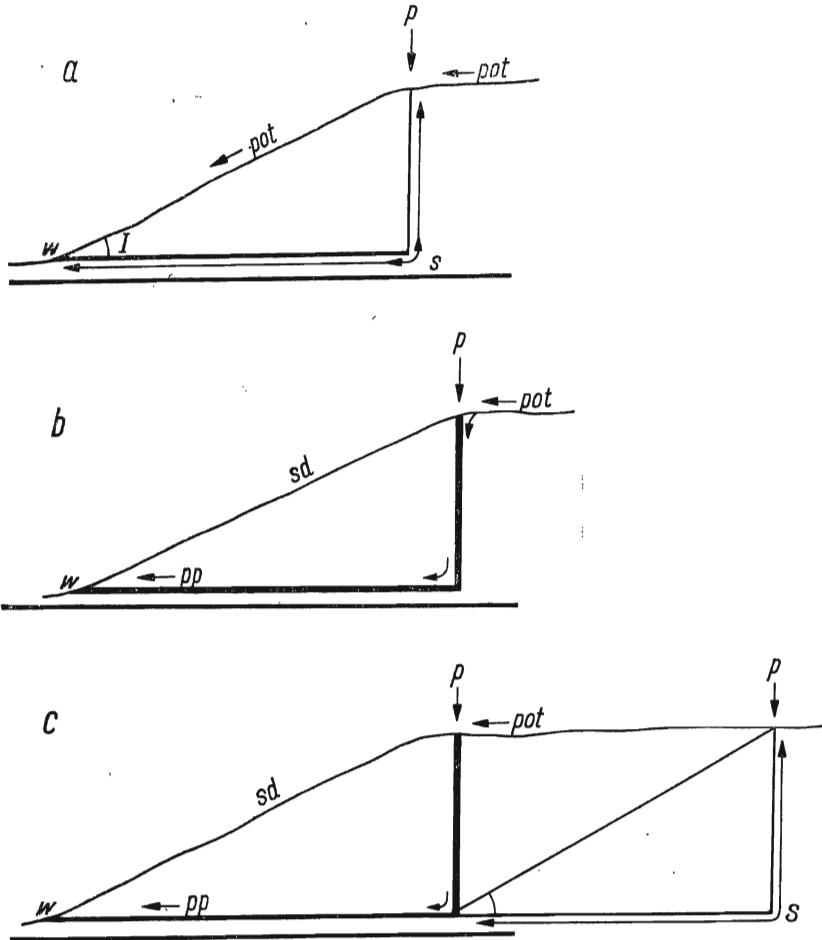


Fig. 15

## Interpretacja rozwoju dróg przepływów podziemnych Potoku Kościeliskiego

*a* inicjacja — przepływ pod ciśnieniem, *b* system rozwinięty — przepływ swobodny, *c* inicjacja nowego systemu, *p* ponor, *w* wypływ, *s* droga inicjacji, *pot* potok, *sd* sucha dolina, *pp* potok podziemny

## Development of the underground flow of the Kościeliski Stream

*a* initiation stage-flow in tubeful conditions, *b* developed underground system — stream-like flow conditions, *c* initiation of new underground system, *p* swallow-hole, *w* resurgence, *s* length of initiation conduit, *pot* stream, *sd* dry valley, *pp* underground stream

## UTWORY NACIEKOWE JASKIŃ TATRZAŃSKICH

Współcześnie powstające formy naciekowe są w jaskiniach tatrzańskich stosunkowo rzadkie. Wśród różnych form współczesnych nacieków tatrzańskich dominują tzw. nacieki *grzybkowe* (Gradziński & Unrug 1960,

Grześkowiak 1962), pokrywające powszechnie ściany wielu jaskiń, oraz nacieki *miękkie*, tworzone z mleka wapiennego. Choć geneza tych form nie jest zupełnie jasna, decydującą rolę odgrywają tu takie czynniki, jak podsiąkanie, wysychanie i działalność mikroorganizmów.

Najpowszechniejsze na ogół jaskiniowe formy naciekowe, jak stalaktyty, stalagmity czy polewy ścienne, tworzą się jedynie wyjątkowo i to zawsze w bardzo skromnych rozmiarach. W niektórych jednak jaskiniach tatrzańskich, jak np. w Jaskini Naciekowej lub Jaskini Zimnej czy Mroźnej, zachowały się ślady starych dość bogatych formacji naciekowych. Reprezentowane one były głównie przez polewy dochodzące do 20 cm grubości (Zimna — pl. I, fig. 1) i stalagmity wysokości do 50—70 cm (Naciekowa — pl. I, fig. 2). Formy te, strzaskane przez późniejsze wstrząsy, tworzą grubą warstwę gruzową na dnie wspomnianych jaskiń. Polewy naciekowe tworzyły się na wyraźnych i dużych żłobkach rozcinających ściany. W ten sposób we wspomnianych jaskiniach można prześledzić wyraźne okresy, świadczące o znacznej zmianie warunków tu istniejących.

Zastanówmy się nad możliwą przyczyną tych zmian. Powstawanie nacieków związane jest z wytrącaniem się węgla wapnia z przesyconego roztworu. Decydującą rolę odgrywają tu dwa procesy: ulatnianie się  $\text{CO}_2$  z roztworu oraz parowanie. Ponieważ jednak wilgotność względna zbliża się do 100%, w głębszych partiach jaskiń rola parowania jest niewielka. W jaskiniach Wirginii i Pensylwanii ubytek  $\text{CO}_2$  jest głównym powodem tworzenia się nacieków, dowodem czego jest stałość koncentracji  $\text{Mg}^{++}$  w czasie depozycji  $\text{CaCO}_3$  (Holland i inni 1964).

Ulatnianie się  $\text{CO}_2$  może następować wtedy, gdy roztwór o dużej ilości  $\text{CO}_2$  będzie kontaktował z atmosferą o mniejszej jego zawartości. Prędkość dyfuzji  $\text{CO}_2$  do atmosfery jest proporcjonalna do temperatury, różnicy koncentracji  $\text{CO}_2$  w wodzie i atmosferze oraz do powierzchni kontaktu. Dzięki temu, mimo określonych warunków mikroklimatycznych jaskini, brak nacieków lub też ich różnorodna forma zależy głównie od prędkości kapania czy spływania wody oraz od stopnia koncentracji  $\text{CO}_2$  w wodzie.

Klasyfikacja form naciekowych, podana przez A. Eraso (1963), opiera się właśnie na stosunku wielkości przepływu do koncentracji  $\text{CO}_2$ . Przy stałej koncentracji  $\text{CO}_2$  w atmosferze powolne kapanie powoduje powstawanie różnorodnych form stalaktytowych. Oznacza to, że czas przebywania kropli na stropie jaskini jest wystarczający do całkowitego zrównoważenia  $\text{CO}_2$  roztworu z  $\text{CO}_2$  atmosfery jaskini. Zwiększona prędkość kapania stwarza możliwości powstawania również stalagmitów. Dalsze zwiększenie prędkości wody powoduje powstawanie wyłącznie form stalagmitowych, gdyż czas przebywania kropli na stropie jaskini jest za krótki na jakkolwiek depozycję. Łatwo wywnioskować, że jeszcze większe przyspieszenie przepływu wody (przy małej różnicy w koncentracji  $\text{CO}_2$  wody

i powietrza) może w ogóle uniemożliwić powstawanie jakichkolwiek form naciekowych w danej partii jaskini.

Opierając się na powyższych uwagach, możemy scharakteryzować współczesne warunki powstawania nacieków w jaskiniach tatrzańskich. Badania mikroklimatyczne M. Puliny (1962) pozwalają na stwierdzenie, że w głębi wszystkich większych jaskiń tatrzańskich wilgotność względna zbliża się do 100%; tym samym rola parowania przy tworzeniu się współczesnych nacieków jest nieistotna. Wszystkie większe jaskinie tatrzańskie są jaskiniami dynamicznymi, w których wymiana powietrza jest znaczna; dla Jaskini Zimnej np. w okresie zimowym wynosi 2—3,5 m<sup>3</sup>/sek. (Pulina 1962). Oznacza to, że zawartość CO<sub>2</sub> w atmosferze jaskiń dynamicznych będzie zbliżona do wartości powierzchniowych. W warunkach termicznych jaskiń tatrzańskich umożliwia to rozpuszczanie w wodzie zaledwie około 1 mg CO<sub>2</sub>/l. Z pomiarów CO<sub>2</sub> wykonanych dla wód różnych źródeł Doliny Kościeliskiej (Oleksynowa & Komornicki 1960) wynika, że odpowiednie ilości CO<sub>2</sub> dla wód krasowych są znacznie wyższe i wynoszą średnio około 15 mg CO<sub>2</sub>/l, wyjątkowo nawet do 30 mg CO<sub>2</sub>/l. Zmierzone twardości wód skupujących w jaskiniach leżą w granicach 120—150 mg/l, są więc wyższe niż twardości wód w źródłach krasowych. Niemniej i one są wodami nienasyconymi w stosunku do tak dużych ilości CO<sub>2</sub>. Na przykład przy ilości CO<sub>2</sub> 15—20 mg/l woda może rozpuścić 200—230 mg/l CaCO<sub>3</sub>. Przypuszczenie to potwierdza zresztą powszechność współczesnych form korozyjnych w jaskiniach.

Na podstawie przeprowadzonych rozważań możemy w następujący sposób scharakteryzować wody  $\alpha$  krasu tatrzańskiego. Podczas infiltracji w szczeliny wody te są silnie wzbogacone w CO<sub>2</sub>, pochodzące zarówno z gleby, jak i ze śniegu. Prędkość rozpuszczania ich w stosunku do długości dróg infiltracji jest jednak zbyt mała, dzięki czemu wody te, stykając się z atmosferą jaskiń dynamicznych, są jeszcze nie nasycone. Proces, jaki teraz następuje, przebiega w dwóch kierunkach. Z jednej strony woda jest ciągle agresywna względem wapienia, z drugiej równocześnie oddaje CO<sub>2</sub> do atmosfery jaskini, względem której posiada znaczny nadmiar dwutlenku węgla. Po upływie pewnego czasu nastąpić może stan równowagi pomiędzy ilością CaCO<sub>3</sub> a ilością CO<sub>2</sub> w kropli i dopiero później węglan wapnia może być deponowany. Wynika stąd, że depozycja nacieków we współczesnych jaskiniach tatrzańskich wymaga szczególnych warunków:

1. możliwie najbliższej do nasycenia koncentracji Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> wód  $\alpha$ ;
2. jak najdłuższego przebywania wody w atmosferze jaskini dynamicznej.

Obserwacje poczynione w jaskiniach pokazują, że rzeczywiście wszystkie miejsca szybszego przepływu lub ściekania wody po ścianach jaskiń związane są z formami erozyjnymi, natomiast nieliczne nacieki

w formie makaronów lub małych, często zaczątkowych niemal stalagmitów mogą powstać tam, gdzie czas kapania kropeł jest rzędu minut.

Jak wiemy, depozycja węglanu wapnia zależy od szeregu czynników, zmieniających się wielokrotnie nawet w skali rocznej. Toteż można przypuszczać, że depozycja jest zjawiskiem dość częstym a może nawet regułą w pewnych okresach. Niemniej ogólna przewaga okresów o agresywnym oddziaływaniu wody nie pozwala na trwałe utrzymanie się tych form. Nacieki powstają więc tylko tam, gdzie ogólny bilans rozpuszczanie-depozycja wypada na korzyść tego drugiego procesu. Ogólnie, w krasie tarzańskim bilans ten jest prawdopodobnie lekko ujemny, przebiegający na korzyść rozpuszczania i tylko w wyjątkowych przypadkach zezwalający na powstawanie trwałych form naciekowych. Oczywiście jest, że przyrost powstających w tych warunkach nacieków będzie bardzo nieznaczny.

Zobaczmy, jakie warunki są konieczne, by przesunąć bilans na stronę depozycji. W niedalekim sąsiedztwie Tatr Zachodnich znajdują się jaskinie, w których depozycja przeważa nad rozpuszczaniem. Warunki takie panują np. w Jaskini Bielskiej w Tatrach Bielskich i w jaskiniach Demianowskich w Niżnych Tatrach. Mimo zbliżonej budowy geologicznej i sytuacji morfologicznej, w jaskiniach tych tworzą się współcześnie bogate serie naciekowe. Zasadnicza różnica pomiędzy tymi jaskiniami a jaskiniami Tatr Zachodnich spowodowana jest nieco wyższą temperaturą.

Oto zestawienie wysokości, temperatur i wilgotności tych jaskiń:

Tatry Zachodnie	Wysokość w m	Tempe- ratura	Wilgot- ność w %	Dane według	Nacieki współczesne
Jask. Magura	1460—1400	3,6—3,8°	—	K. Kowalski 1953	pojedyncze — małe
Jask. Zimna	1200—1100	4—5°	98—100	M. Pulina 1962	pojedyncze — małe
Jask. Szczelina	1050—1070	5,5°	—	K. Kowalski 1953	dość dużo, głów- nie z mleka wa- piennego
Tatry Bielskie					
Jask. Bielska	850—900	5,6°	—	W. i A. Cho- dorowscy 1962	dużo różnorod- nych
Niżne Tatry					
Jask. Okno	900	5,8—6,6°	88—96	A. Droppa 1957	bardzo dużo róż- norodnych
Jask. Mieru	812—860	6,3—6,7°	96—99	A. Droppa 1957	bardzo dużo róż- norodnych
Jask. Slobody	820—890	6,1—7°	98	A. Droppa 1957	bardzo dużo róż- norodnych



Obliczone przez inż. M. Markowicz (wiadomość ustna) twardości ogólne wody kapiącej, pobranej z jezierek Demianowskiej Jaskini Slobody, mają wartości pomiędzy 198 a 216 mg/1 CaCO<sub>3</sub>. Obliczona poprzednio zdolność rozpuszczania dla wód krasu tatrzańskiego wynosiła 200—230 mg/1. Jak widać, zasadnicza różnica pomiędzy wodami  $\alpha$  rejonu jaskiń Niżnych Tatr a Tatr Zachodnich polega głównie na tym, że wody  $\alpha$  krasu Niżnych Tatr są już w równowadze z posiadaną przez nie ilością CO<sub>2</sub>, podczas gdy wody  $\alpha$  krasu Tatr Zachodnich nie osiągnęły jeszcze stanu równowagi.

Ten zasadniczo odmienny efekt (przesunięcie bilansu niemal wyłącznie na stronę depozycji), przy kilkustopniowym zaledwie podniesieniu się temperatury, łatwo jest przedstawić od strony chemicznej procesu. Wzrost temperatury powoduje zmniejszenie się ilości rozpuszczonego CO<sub>2</sub>, przy tej samej procentowej jego zawartości w glebie, oraz daje niewielkie zwiększenie prędkości rozpuszczania.

Oba te czynniki skracają czas osiągnięcia stanu równowagi (t równ.) pomiędzy rozpuszczonym CaCO<sub>3</sub> a ilością CO<sub>2</sub> posiadaną przez wody  $\alpha$ ; w wyniku tego, wody pojawiające się na stropie jaskini mogą już być nasycone przez CaCO<sub>3</sub>.

Ponadto wzrost temperatury przyspiesza prędkość dyfuzji CO<sub>2</sub> z wody do atmosfery jaskini, tym samym przyspieszając depozycję nacieków.

Występujące w jaskiniach Doliny Kościeliskiej stare formacje naciekowe mogły zatem powstawać już przy temperaturach o kilka zaledwie stopni wyższych niż współczesne, prawdopodobnie w granicach 7—8°C.

## GENEZA JASKIŃ TATRZAŃSKICH

### *Metodyka korelacji wiekowej jaskiń*

Z rozważań przeprowadzonych w poprzednich rozdziałach wynika, że stwierdzenie przepływu pod ciśnieniem w danym systemie jaskiń nie jest wystarczające do określenia wzajemnego pionowego położenia systemu jaskinia-wywierzyisko. Odpada więc w tym przypadku jedna z wygodnych metod korelacji wysokościowej, jaka istnieje przy przyjęciu koncepcji zwierciadła wód krasowych.

Metody, jakie zostały przyjęte w tej pracy, polegają na połączeniu metod geomorfologicznych i geologicznych w następującej kolejności:

1. *Odtworzenie rozwoju dolin.* Najłatwiejsza do odtworzenia i najpełniejsza sekwencja procesów krasowych wiąże się z dolinami, które posiadają lub posiadały podziemne przepływy potoków. W przypadku tatrzańskim, stare jaskinie przepływowe łatwe są do odróżnienia dzięki obecności materiału krystalicznego z obszarów niekrasowych i rozwinię-

ciu równoległym do dolin. Dzięki stopniowemu wcinaniu się dolin, stare jaskinie przepływowe znalazły się wysoko nad dnem dolin współczesnych. Odtworzenie rozwoju tych jaskiń daje zarys rozwoju dolin i umożliwia również korelację rozwoju jaskiń z rozwojem dolin, opartą na zachowanych gdzieniegdzie powierzchniach zrównań.

2. *Odtworzenie dawnych dróg krążenia i warunków tworzenia się jaskiń.* Na podstawie kierunków przebiegu korytarzy i kierunków przepływu wody w czasie ich powstawania oraz na podstawie analizy materiału transportowego można względnie dokładnie odtworzyć dawne drogi krążenia i rejony ich wypływu na powierzchnię w przypadku jaskiń wywierzyzkowych.

Znajomość ewolucji głównej doliny danego rejonu krasowego staje się podstawą korelacji poszczególnych systemów jaskiń.

### *Jaskinie przepływowe Doliny Kościeliskiej*

Najliczniejsze jaskinie przepływowe zgrupowane są w zboczach Doliny Kościeliskiej. Występują tu dwa zgrupowania jaskiń przepływowych — w dwóch jednostkach hydrogeologicznych — południowej i północnej. Obie te jednostki rozdzielone są utworami nieprzepuszczalnymi: albskimi łupkami marglistymi. Jaskinie te są bardzo zróżnicowane pod

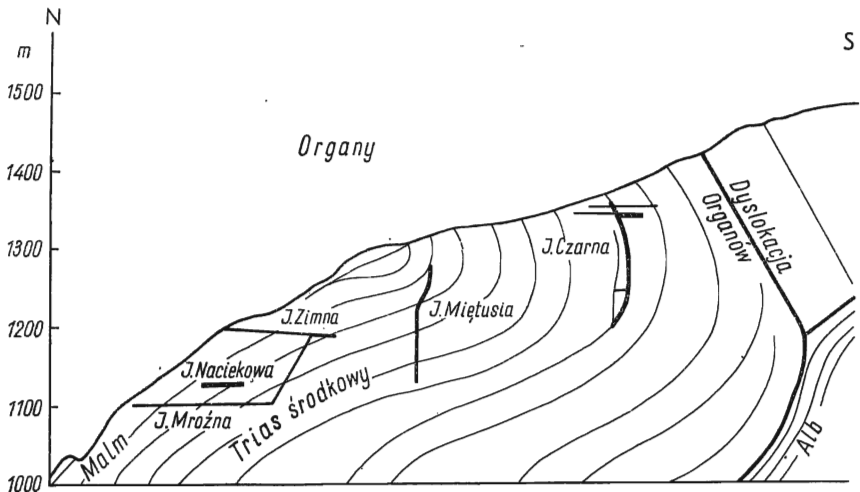


Fig. 16

Rozmieszczenie jaskiń w fałdzie synklinalnym Organów  
Distribution of caves in the Organy synclinal fold

względem wielkości: poczynając od kilkumetrowych przebić przez pojedyncze żebra skalne aż do jednej z największych jaskiń — Zimnej, rozwijającej się pod znaczną częścią masywu Organów (fig. 13 i 16). Najwyż-

sze, zachowane do chwili obecnej jaskinie przepływowe leżą na wysokości około 1230 m n.p.m., tzn. 210—230 m nad dnem współczesnej Doliny Kościeliskiej<sup>6</sup>. Na tej też wysokości znajduje się górne piętro Jaskini Zimnej o długości około 2,5 km korytarzy. Plan (fig. 13) przedstawia cechy charakterystyczne tych jaskiń. Kierunki przepływów wody układają się zgodnie ku NE i cała strefa tych jaskiń stanowiła rejon infiltracji wody w głąb masywu. W jaskiniach zachowały się liczne osady zwirowo-ilaste, pozwalające na bliższe scharakteryzowanie warunków, jakie panowały tu w czasie ich akumulacji.

Osady złożone zostały w dość obszernym korytarzu o ścianach pokrytych wyraźnymi i dużymi formami zagłębień wirowych, wskazującymi na to, że przez długi okres rozwoju tej części systemu przepływowego przeważała erozja, prowadząc do wytworzenia korytarza w warunkach raczej stałego i wolnego przepływu pod ciśnieniem, sądząc po wielkości formy (Rudnicki 1962).

Seria akumulacyjna zwirowo-ilasta wypełnia całą wysokość jaskini. Oznacza to, że w pewnym okresie rozwoju systemu w wyniku zmiany warunków powstała możliwość transportu i akumulacji materiału.

Struktura tych osadów jest bardzo charakterystyczna. Wyraźnie wyodrębniają się dwa całkowicie różne elementy:

1. Materiał drobny o średnicach od 0,1 do 3,0 mm, stanowiący główną masę serii i o przeważnie dobrym stopniu ogładzenia. Materiał ten składa się z szeregu różnych petrograficznie składników, głównie allochtonicznych, uderza jednak całkowity brak skał krystalicznych.

2. Materiał gruby, wyłącznie lokalny (malm-neokom), często ostrokrawędzisty, o wymiarach dochodzących do kilkunastu centymetrów. Jest on rozrzucony beładnie wzdłuż całej grubości osadu i stanowi zapewne gruz, który dostawał się pionowymi szczelinami do czynnych partii jaskini.

W materiale drobnym można zauważyć niezbyt wyraźne warstwowanie, pozwalające na wydzielenie siedmiu warstw o grubościach od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Ogólnie, w dolnych partiach materiał jest drobniejszy (0,1 mm), a w górnych dochodzi do 3 mm.

Podobne serie akumulacyjne rozpoznane zostały również w kilku innych jaskiniach Organów (Zamki Niżne, Niżne Okna Zbójnickie) na tej samej wysokości bezwzględnej.

Oznacza to istnienie rozległej strefy ponorowej w dnie Doliny Kościeliskiej na wysokości 1200—1230 m. Dalszy ciąg tego systemu prześledzić można w głębi masywu Organów. Górne piętro Jaskini Zimnej i jaskinia Niżne Okna Zbójnickie stanowią odpływ tych wód ku północ-wschodowi. Obecnie jaskinie te wychodzą na Wysrankach.

Schemat akumulacji przepływów na wysokości 1200—1230 m przedstawiony jest na figurze 13.

<sup>6</sup> Nie wyklucza to jednak możliwości, że istniały jaskinie starsze i wyżej położone, które jednak dzięki erozji zboczy doliny zostały całkowicie zniszczone.

Można by stąd wyciągnąć wniosek, że kierunki przepływu ku północo-wschodowi wskazują na istnienie tam obniżeń, ku którym skierowują się wody przepływów Potoku Kościeliskiego. Wniosku takiego nie można wyłączać, gdyż — jak wyniknie później — wytworzenie się Żlebu pod Wysranki poprzedzało zapewne powstanie ciągów Jaskini Zimnej, ponieważ wiemy, że odpływ podziemny nie musi być związany z najniższym punktem doliny, lecz może się rozwinąć wzdłuż linii o największym spadku i o najszerszych szczelinach, a te warunki mogły być spełnione w przypadku Żlebu pod Wysranki. Nie wykluczone jest także tłumaczenie, że na linii Wąwozu pod Wysranki następował zwrot ku zachodowi, doprowadzając wodę z powrotem do Doliny Kościeliskiej.

Przedstawione powyżej fakty pozwalają na stwierdzenie rozległego systemu przepływowego pod dnem Doliny Kościeliskiej, z którego wypływ znajdował się na wysokości około 1200 m w dolnej części Żlebu pod Wysranki lub w najniższej części Doliny Kościeliskiej, prawdopodobnie w rejonie współczesnej Bramy Kraszewskiego. Również na południe od Hali Pisanej w zboczach Zbójnickiej Turni i w południowych zboczach wąwozu Kraków znajdują się małe jaskinie, stanowiące odpowiednik tego poziomu przepływów w jednostce południowej.

Jak przebiegał dalszy rozwój Doliny Kościeliskiej i związanych z nią jaskiń przepływowych?

Odpowiedź na to pytanie daje szczegółowa analiza zjawisk, jakie zachodzą następnie w Jaskini Zimnej. Formą unikalną, opisaną dotychczas tylko z górnego piętra Jaskini Zimnej, są tzw. *Korkociągi* (Rudnicki 1962a).

Są to krótkie korytarze o krętym przebiegu i niewielkiej średnicy, łączące dwa odcinki tego samego korytarza głównego ponad zasypaną partią syfonalną. Analiza form zagłębień wirowych pozwoliła na stwierdzenie, że prędkość przepływu w korkociągach była wielokrotnie wyższa niż w korytarzu głównym. Ponieważ w dwóch równoległych korytarzach, w warunkach przepływu pod ciśnieniem, nie może być znacznej różnicy prędkości, oznacza to, że *korkociągi powstały w wyniku zaakumulowania odcinka syfonalnego* — przyjmując na siebie rolę, pełnioną dawniej przez korytarz główny.

Powstanie korkociągów dowodzi więc zmiany warunków, jakie powstały w systemie górnego piętra Jaskini Zimnej, prowadzących do zasypania syfonów stale jeszcze w czasie przepływu pod ciśnieniem. Na podstawie tych faktów można wnosić, że powstanie warunków, sprzyjających transportowi materiału i jego akumulacji, miało charakter ogólny i dotyczyło *całego piętra jaskini*, a nie tylko przydolimnych stref ponorowych.

Stwierdzenie tego faktu ma zasadnicze znaczenie przy interpretacji rozwoju Jaskini Zimnej. Na czym polegać mogła bowiem zmiana warunków przepływu? Prędkości w przepływie pod ciśnieniem w związku z dużymi oporami przepływu są nieduże, na ogół nie przekraczają 100 m/godz.

(3 cm/sek.), a wyjątkowo jedynie dochodzą do wartości rzędu 1000 m/godz. (30 cm/sek.). Transport mechaniczny zachodzi zatem tylko wyjątkowo i ograniczony jest do drobnych frakcji. W ciągu 10 lat obserwacji Lodowego Źródła, tylko w czasie powodzi w lipcu 1962 r. zaobserwowano wynoszenie z głębi systemu materiału frakcji piaszczystej. Ogólna faza akumulacji w Jaskini Zimnej oznacza więc wzrost prędkości przepływu umożliwiającą transport mechaniczny materiału allochtonicznego.

Zastanówmy się, jaka może być przyczyna zwiększenia prędkości przepływu.

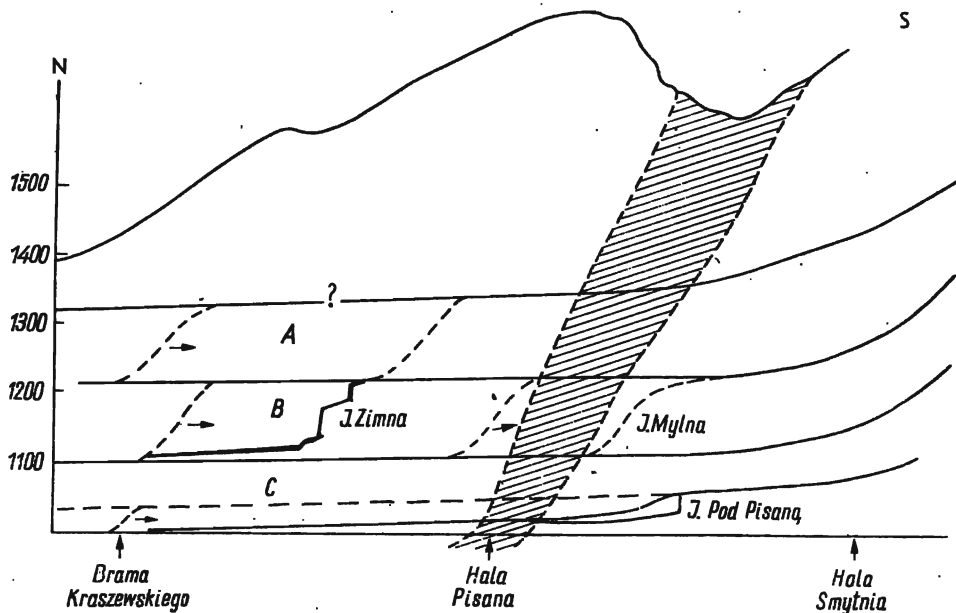


Fig. 17

Kolejne etapy ewolucji Doliny Kościeliskiej  
Successive evolution stages of the Kościeliska Valley

1. Jedną z przyczyn zwiększenia prędkości w przepływie pod ciśnieniem może być zmniejszenie się oporów w czasie przepływu. Zjawisko to zachodzi rzeczywiście w miarę rozwoju systemu wraz z powiększaniem się korytarzy, łagodzeniem zakrętów itd. — *nie może być jednak raptowne.*

2. Drugim przypadkiem zwiększenia prędkości jest zwiększenie się różnicy poziomów pomiędzy najwyższym a najniższym punktem przepływu pod ciśnieniem. Najwyższy punkt układu, to znaczy ponor w Dolinie Kościeliskiej nie mógł przesunąć się ku górze, gdyż usytuowany był w pobliżu kontaktu z serią nieprzepuszczalną albu Hali Pisanej. *W tej sytuacji jedyną możliwością znacznego i gwałtownego zwiększenia się prędkości*

*przepływu staje się obniżenie odpływu wód z systemu jaskiń, zwiększające w ten sposób różnicę wysokości pomiędzy skrajnymi punktami systemu.*

Ukształtowanie Jaskini Zimnej daje pełne potwierdzenie tego przypuszczenia. Jak widać z figur 13 i 17, kilka stumetrowej głębokości kominów doprowadza do dolnego, również poziomego, piętra tej jaskini. Wylot korytarza dolnego poziomu na wysokości 1110 m stanowi otwór Jaskini Zimnej. Należy jednak przypuszczać za S. Zwolińskim (1955), że wylot ten jest całkowicie przypadkowy i powstał w wyniku rozcięcia zbocza Organów przez niewielki żleb. Dowodem tego jest, leżący o 20 m na N od otworu Jaskini Zimnej, otwór Jaskini Mroźnej i zgodność kierunków przepływu wody.

Przedłużając w ten sposób system Jaskini Zimnej o Jaskinię Mroźną, można prześledzić jej bieg ku NE ponownie aż do Wąwozu pod Wysranki.

Należy przypuszczać, że i tu, analogicznie jak w przypadku najwyższego piętra, wąwóz rozciął dolne piętro Jaskini Zimnej na jej odcinku ku Bramie Kraszewskiego. Bez względu jednak na możliwości dokładnej lokalizacji nowego wypływu, wobec zachowania przez dolne piętro systemu Zimnej-Mroźnej na przebiegu 1000 m stale tej samej wysokości w granicach  $\pm 10$  m — można względnie dokładnie ustalić wysokość nowego wypływu: na wysokości 1100—1110 m.

Opisana ewolucja systemu przepływowego Jaskini Zimnej jest, oczywiście, konsekwencją zmian w profilu podłużnym Doliny Kościeliskiej. Przedstawiony poprzednio rozwój górnego piętra Jaskini Zimnej odpowiada sytuacji, w której dno Doliny Kościeliskiej leżało na wysokości 1210—1230 m i miało tylko nieznaczne nachylenie. Powstanie dolnego piętra jaskini wiąże się z silnym obniżeniem dna doliny (ok. 100 m) w północnym rejonie Bramy Kraszewskiego, przy nie zmienionym lub niewiele tylko obniżonym dnie doliny w części południowej rejonu krasowego, o czym świadczy stałe jeszcze funkcjonowanie ponorów na wysokości 1200 m.

Przedstawiony obraz rozwoju doliny wytworzyć się mógł wyłącznie dzięki stosunkowo wysokiemu wyniesieniu Doliny Kościeliskiej o około 100 m w górę w stosunku do jej północnego przedpola.

Wyniesienie to wywołało energiczną erozję wsteczną w miękkich marglach kredowych serii reglowych. Wapienny masyw serii Organów był znacznie odporniejszy na niszczenie, dzięki czemu Dolina Kościeliska na tym odcinku została zawieszona przez czas wystarczający do wytworzenia odpływów podziemnych.

Jaskinia Zimna nie jest jedyną jaskinią przeplywową, tworzącą się w tym czasie w Dolinie Kościeliskiej. Mniejsze jaskinie przeplywowe, jak Jaskinia Naciekowa (1130 m) i częste fragmenty jaskiń już zniszczonych, grupują się szczególnie licznie w strefie północnej Doliny Kościeliskiej, pomiędzy wysokościami 1200 a 1100 m. Są one dowodem stopniowego niszczenia progu Doliny Kościeliskiej i reprezentują sobą fragmenty krót-

kich i szybko powstających przepływów, które tworzyły się bezpośrednio po zaistnieniu różnicy poziomów i wiążą się z recesją punktów załamań.

W wyniku postępującej stale erozji wstecznej wyłączono zostaje z cyrkulacji górne piętro Jaskini Zimnej, a próg erozyjny przechodzi poza alb rejonu Pisanej, przesuując się do południowej części Doliny Kościeliskiej. W rezultacie tego procesu wytwarza się ponownie dno doliny o niewielkim nachyleniu na wysokości 1100—1120 m. Dowodem tego są otoczaki i żwiry krystaliczne w Jaskini Mylnej, dochodzące do 15 cm średnicy, które ze względu na swoją wielkość musiały być transportowane w warunkach przepływu swobodnego. Te etapy rozwoju Doliny Kościeliskiej przedstawia figura 17 (A i B).

Niżej położone jaskinie przepływowe nie stanowią większych zwartych kompleksów. Współcześnie przepływy podziemne tworzą się tylko w strefie na południe od Hali Pisanej, podczas gdy brak jest ich całkowicie w części pomiędzy Bramą Kraszewskiego a Halą Pisaną. Fragmentaryczność lub nawet brak jaskiń w niższej partii Doliny Kościeliskiej uniemożliwia odtworzenie ewolucji tej doliny na podstawie wyłącznie jaskiń przepływowych.

Na zakończenie tej części warto omówić zasadnicze różnice, jakie wynikają ze zmiany interpretacji genezy jaskiń przepływowych Doliny Kościeliskiej. Liczne odkrycia powojenne dały podstawę do przypuszczeń, że jaskinie, przynajmniej wzdłuż Doliny Kościeliskiej, nie występują zupełnie bezładnie tak, jak przypuszczał A. Wrzosek (1933), ale układają się wzdłuż wyraźnych poziomów.

Uwagę zwróciły dwa poziome piętra Jaskini Zimnej rozdzielone seriami 100 m progów. Ponadto na tych samych wysokościach co górne i dolne piętra Zimnej — wzdłuż Doliny Kościeliskiej — znajdowały się liczne inne jaskinie. Dało to podstawy do przyjęcia hipotezy, że podczas rozwoju Doliny Kościeliskiej były okresy bardziej sprzyjające powstawaniu jaskiń (Rudnicki 1958). Według tego poglądu, dno Doliny Kościeliskiej nie pogłębiało się z jednakową prędkością. Były pewne okresy zahamowań, w czasie których dno doliny pozostawało na tej samej wysokości przez czas wystarczający do rozwinięcia się podziemnych przepływów. W tej interpretacji każdy z poziomów jaskiń był odrębnym poziomem stratygraficznym. Autor nie definiował dokładnie przyczyn zahamowania erozji doliny — uważając za możliwe zarówno zmniejszenie erozji w okresach lodowcowych, jak i stabilizację profilu doliny po okresach wyniesienia. Z. Kotański (1958) na podstawie ogólnych rozważań morfologicznych uznaje oba poziomy: 1220 m i 1100 m za trzeciorzędowe, najprawdopodobniej plioceńskie. Z. Wójcik (1962) przyjmuje koncepcję poziomów, rozszerzając znacznie jej zasięg, nawet poza obszary dolinne, i uznaje wysokość każdej jaskini za odpowiednik okresu zahamowania erozji rzecznej; w ten sposób zwiększa on liczbę poziomów początkowo do 8, następnie do 12.

Podana obecnie ewolucja przepływowych jaskiń Doliny Kościeliskiej nie neguje faktu istnienia poziomów. Zasadnicza różnica pomiędzy dwoma poglądami polega na tym, że poprzednio system jaskiń był konsekwencją przyjęcia długotrwałego zatrzymania się doliny na pewnym poziomie. Według obecnej interpretacji, rozwój poziomych systemów znacznie wyprzedza okres stabilizacji dna doliny i jest dużo wrażliwszym wskaźnikiem zmiany w położeniu lokalnej bazy erozyjnej. Wynika to stąd, że okres największych dysproporcji w profilu podłużnym doliny (a więc bezpośrednio po wyniesieniu) jest okresem najkorzystniejszym dla rozwoju systemu jaskiń *na nowym poziomie, do którego dno doliny nie zdołało się jeszcze dostosować.*

### *System Jaskini Miętusiej i Lodowego Źródła*

Opisane dotychczas jaskinie rzucają światło na starsze etapy rozwoju Doliny Kościeliskiej. Odtworzenie ewolucji jaskiń współcześnie czynnego Lodowego Źródła i wiążącego się z nim obecnie starszego systemu Jaskini Miętusiej wiąże się ściśle z młodszymi etapami rozwoju Doliny Kościeliskiej. Znaczenie tych systemów jest wyjątkowe ze względu na możliwość bezpośredniego powiązania ich z Doliną Kościeliską.

*Jaskinia Miętusia.* — Jaskinia ta stanowi drugi co do wielkości system tatrzański o długości około 4500 m. Jaskinia rozwija się w wapieniach triasu, malmu i neokomu serii Organów i przebiega równoleżnikowo pod Uplazem Miętusim, łącząc Dolinę Miętusią ze Żlebem pod Wyranki. Plan i przekrój jaskini (fig. 10) z zaznaczonymi kierunkami przepływu ujawniają główne cechy systemu. Jak widać, system nie jest jednolity i rozpada się na 3 lub nawet 4 części. Część wschodnią systemu (A — na fig. 10) stanowi około 300-metrowej długości korytarz główny o przekroju 10—20 m<sup>2</sup> oraz szereg mniejszych korytarzy, które doprowadzały wodę z powierzchni do głównego korytarza. Korytarz główny zaczynał się otworem w dnie lub zboczu Doliny Miętusiej i jest obecnie zawalony całkowicie obrywem Wantul. Ku zachodowi korytarz ten obniża się stopniowo, kończąc się w zamulonym całkowicie syfonie. Dalszy ciąg jaskini w tym kierunku jest nieznan.

O kilka metrów przed końcowym syfonem zaczyna się odrębny ciąg o znacznie mniejszych przekrojach poprzecznych (2 do 5 m<sup>2</sup>) i o wybitnie pionowym rozwinięciu (B — na fig. 10). Ciąg ten przechodzi w dwa systemy studzien, kończące się dwoma syfonami wodnymi około 150 m poniżej górnej partii jaskini. Jedna z gałęzi tego ciągu pozwala na dojście do trzeciej części Jaskini Miętusiej, będącej wielkim i odrębnym genetycznie systemem (C — na fig. 10). W skład jej wchodzi około 3 km korytarzy, tworzących w części zachodniej złożoną dendrytyczną sieć korytarzy o niewielkich przekrojach poprzecznych, które w miarę dołączania się coraz to nowych stopniowo powiększają swoje przekroje, aż wykształca się dobrze



wyrażony i niemal poziomy korytarz główny, który wchodzi pod Uplaz Miętusi i przecina go, zbliżając się do powierzchni w rejonie Hali na Wyżynie. W końcowej części jaskini przekroje poprzeczne osiągają 20 m<sup>2</sup>.

### *Geneza Jaskini Miętusiej*

*Odcinek A. Wschodni.* Rola, jaką spełniał ten fragment jaskini, jest trudna do odtworzenia. Główny otwór jaskini, znajdujący się w zboczu lub dnie Doliny Miętusiej, zasypany został zawaliskiem Wamtuł. Pod głazami zawaliska spotyka się otoczaki od 3 do 15 cm średnicy o przewodzie wapienia lokalnego (malm-neokom), wśród których znajdują się również wapienie triasowe, granity i fragmenty łupków albu. Obecność tego materiału wskazuje, że otwór ten pełnił rolę ponoru dla wód z Doliny Miętusiej; materiał ten wnoszony był podczas swobodnego przepływu wód — świadczą o tym duża średnica otoczaków oraz rynnny erozyjne, które można prześledzić na całym odcinku korytarza głównego aż do syfonu i następnie w części B jaskini.

Zasadniczy rys korytarza głównego wytworzony został przez przepływ pod ciśnieniem. Do korytarza tego dochodzi kilka mniejszych korytarzyków o układzie dendrytycznym i rozpoczynających się w pobliżu powierzchni. Świadczy to o istnieniu długotrwałej cyrkulacji ku środkowi masywu.

*Odcinek C. Zachodni.* Rola, jaką spełniała ta część jaskini, jest wyraźnie widoczna. Jaskinia odwadniała wschodnie zbocza Uplazu Miętusiego i odprowadzała wody ku zachodowi do Żlebu pod Wysraniki, gdzie znajdowały się duże wywierzyska na wysokości 1310 m. Dalszy odpływ wód odbywał się na powierzchni Żlebu pod Wysraniki do Doliny Kościeliskiej.

*Odcinek B. Środkowy.* Pionowy system kominów, rozcinający zarówno oba opisane poprzednio systemy groty, wytworzył się w związku z możliwością inicjacji odpływu na znacznie niższym poziomie. System ten daje się obserwować bezpośrednio na wysokości około 1100 m. Współcześnie system ten jest czynny, stanowiąc odwodnienie całej części jaskini na E od Małej Świstówki. Ciąg ten można powiązać z czynnym systemem Lodowego Źródła mimo braku bezpośredniego barwienia w syfonie. Upoważniają do tego stwierdzone wyniki barwień Jaskini Czarnej, położonej bardziej na zachód, jak i Śnieżnej, położonej bardziej na wschód. Jaskinia Miętusia znajduje się na linii łączącej Jaskinię Śnieżną z Lodowym Źródłem. Ponadto w omawianym rejonie krasowym istnieją obok Lodowego Źródła tylko dwa małe wywierzyska w Dolinie Kościeliskiej, o rozpoznanych drogach krążenia i nie łączące się z Jaskinią Miętusią.

W głównych korytarzach zachodniego odcinka Jaskini Miętusiej spotyka się często piasek i żwir (o średnicy do 5 mm) bezwapienny, złożony z ziarn kwarcu i drobnych fragmentów granitu (pl. II). Żwir ten wypełnia miejscami marmity. W innych miejscach jaskini utwory żwirowe przykryte są ciemnym mułem z dużą ilością miki; granica rozdziału jest

wyraźnie zaznaczona i ostra. W centralnej partii jaskini i to zarówno w partii należącej genetycznie do części B jak i C opisane wyżej utwory mulaste pokrywają bloki rumowisk oraz często także ściany dużych Sal Zawaliskowych. Grubość tej pokrywy mulastej dochodzi miejscami do 1 cm. W niektórych miejscach tej partii jaskini, stosunkowo nielicznych, znaleźć można młodsze obrywy i zawaliska nie pokryte już warstwą mułu. Obserwacje te pozwalają na odtworzenie ostatniego etapu rozwoju jaskini.

Po wytworzeniu środkowego odcinka jaskini następuje okres stosunkowo suchy — w wyniku czego przynajmniej cała najwyższa część jaskini zostaje osuszona. Tworzą się w tym czasie liczne sale zawaliskowe. Obecność żwirów pozwala przypuszczać, że dopływ wody do systemu jaskini zaczyna się zwiększać, lecz przepływ jest stale swobodny z wyjątkiem, oczywiście, partii syfonalnych. Dopływ wody wzrasta jednak na tyle, że przerasta możliwości odpływu nie tylko starego ciągu, lecz również i młodszego systemu Lodowego Źródła. Następuje zapelnienie wodą całego systemu Jaskini Miętusiej. Okres ten zaznacza się gwałtownym zmniejszeniem prędkości przepływu i połączonym z tym spadkiem siły transportowej; wtedy też zawaliska zostały pokryte mułem. Okres ten trwa jednak krótko, gdyż głązy licznych zawalisk zachowują ostre krawędzie. Zmiany, jakie zaszły od tego czasu, były minimalne, dowodzi tego obecność nie scementowanego mułu pokrywającego głązy. W niektórych tylko miejscach na gładach i mule można spotkać niewielkie stalagmity 15—20-centymetrowej wysokości.

### *Geneza Jaskini Czarnej*

Jaskinia ta, najdłuższa i najwyższej leżąca w masywie Organów, posiada dwa złożone poziome ciągi — dolny na wysokości około 1350 m, a górny podwójny na wysokości 1400 i 1420 m (fig. 1 i 12). Oba piętra powiązane są systemem kominowym. Ponadto od dolnego piętra rozwija się odrębny system ciągów pionowych o skomplikowanym przebiegu. Zarówno dolny ciąg poziomy, jak i niższy z ciągów górnego poziomu mają charakter głównych korytarzy, przewyższając wielkością poprzecznych przekrojów pozostałe ciągi.

Całość systemu Jaskini Czarnej nie może być jeszcze jednoznacznie zinterpretowana ze względu na brak bezpośrednich lub pośrednich powiązań z innymi jaskiniami Doliny Kościeliskiej. Wprawdzie barwienie wykonane w tej jaskini (Dąbrowski & Rudnicki 1963) pokazało istnienie połączeń z systemem Lodowego Źródła i pozwoliło na stwierdzenie, że główne ciągi tej jaskini są niewątpliwie starsze od tego systemu, jednak nie dało to możliwości dokładniejszego sprecyzowania ich wieku. Również wysokość położenia głównego poziomego ciągu jaskini nie może być wystarczającym kryterium, gdyż ciąg ten biegnie wzdłuż osi skrętu syn-

klinalnego wapieni triasowych przeławiconych miejscami wkładkami ilastymi. Główny ciąg jaskini mógł być uwarunkowany tą sytuacją i rozwijać się niezależnie od głębokości doliny. Układ korytarzy zdaje się wskazywać, że górny poziomy ciąg jaskini stanowił kiedyś niezależny system, odprowadzający wodę ku górnym częściom Żlebu pod Wysranki. Późniejsze procesy, które silnie zmieniły jaskinię, złączyły ze sobą dwie odrębne części.

## WIEK JASKIŃ TATRZAŃSKICH

### *Wiek jaskiń rejonu Doliny Kościeliskiej*

W północnej części krasowego odcinka Doliny Kościeliskiej, w rejonie Bramy Kraszewskiego skupia się szereg systemów krasowych takich jak Żimna, Mroźna, Naciekowa i inne jaskinie przepływowe; tu znajdują się także wywierzyska Lodowego Źródła, a Żleb pod Wysranki umożliwia powiązanie Jaskini Miętusiej z Doliną Kościeliską. Dzięki temu głębokość wcięcia *tej części doliny* staje się „punktem odniesienia”, do którego można nawiązać szereg procesów zachodzących w tych jaskiniach. Powstaje zatem możliwość wzajemnej względnej korelacji wiekowej systemów jaskiń, bądź procesów w nich zachodzących.

Mając na uwadze poczynione uprzednio zastrzeżenia można warunkowo przyjąć, że najstarszym systemem tego rejonu jest Jaskinia Czarna, którego wytworzenie mogło mieć miejsce, gdy dno Doliny Kościeliskiej leżało na wysokości 1300—1350 m. Podobnie utworzenie głównego ciągu Jaskini Miętusiej należy, być może, odnieść do tego okresu. Wytworzenie górnego piętra Jaskini Żimnej (fig. 17 A) jest dowodem, że istniała wtenczas dość znaczna deniwelacja pomiędzy górnym a dolnym punktem doliny w jej krasowej przynajmniej części, przy czym dolna północna część leżała na wysokości 1200 m. Być może, oznacza to starą fazę ruchów wynoszących, wywołujących wcięcie od poprzedniego poziomu 1300—1350 m do 1200 m. Brak jest jednak na to bezpośrednich dowodów.

Następne stumetrowe wcięcie Doliny Kościeliskiej wiąże się z powstaniem dolnego piętra Jaskini Żimnej na wysokości 1100 m i zostało szczegółowo przedstawione w poprzednim rozdziale (fig. 17 B). Okresowi temu towarzyszy depozycja osadu detrytycznego w odcinkach syfonalnych górnego piętra Jaskini Żimnej. Seria ta zostaje scementowana utworem naciekowym. Równomierność cementacji wskazuje, być może, że miała ona miejsce już w trakcie depozycji lub bezpośrednio po niej. Jest to tym bardziej prawdopodobne, że w osadzie znajdują się obficie zarówno fragmenty wapieni i margli, jak i skorup naciekowych, co świadczy o małej lub wręcz braku agresywności wód. Te cechy stawiają serię akumulacyjną z Żimnej jako wyjątkową i całkowicie odrębną od pozostałych osadów

detrytycznych w jaskiniach tatrzańskich, a zarazem wskazują na powstanie jej w stosunkowo ciepłych warunkach klimatycznych. Stare formacje żłobków krasowych, występujące powszechnie w jaskiniach przepływowych Organów, rozcinają również scementowaną już serię akumulacyjną, znacząc w ten sposób okres wyraźnego pogorszenia się klimatu. Kolejno ocieplenie daje grube serie formacji naciekowych, spotykanych niemal wyłącznie w jaskiniach przepływowych Organów (jaskinie: Zimna, Mroźna, Naciekowa — pl. I).

W Jaskini Zimnej, w korytarzu Za Ósemką, wykonany został przez M. Pulinę i M. Grześkowiak (wiadomość ustna) sondaż, który ujawnił leżącą bezpośrednio na dnie warstwę żwirów i piasków granitowo-kwarcowych, prawdopodobnie starszych od opisanych pól naciekowych. Najmłodsze wreszcie procesy, jakie można prześledzić w jaskiniach przepływowych Organów, to kolejna faza ochłodzeń, zaznaczająca się korozją nacieków i powstaniem młodych żłobków krasowych czynnych i rozwijających się również współcześnie. Silne wstrząsy, zaznaczające się we wszystkich bez wyjątku jaskiniach, powodują obok licznych obrywów straszkanie nacieków, których fragmenty leżą grubą warstwą na dnie. Zwiększenie dopływu wody powoduje zamulenie niektórych zawałisk, zwłaszcza w odcinkach syfonalnych. Zarówno w Jaskini Zimnej jak i Czarnej zaznacza się krótkotrwała faza cementacji w brekcji okruchów nacieków i gruzu; brekcje te zostają następnie rozmywane i tylko pojedyncze fragmenty na ścianach zaznaczają wysokość dawnego poziomu gruzowego.

W Jaskini Miętusiej ilość dających się odtworzyć procesów jest znacznie mniejsza. W głównym ciągu (odcinek C) najstarszymi utworami, które można zaobserwować, są fragmenty grubej kiedyś serii akumulacyjnej złożonej z piasków kwarcowych, mułu i miki. Zachowały się one tylko w tych miejscach, gdzie późniejsza cementacja uchroniła je przed całkowitym zniszczeniem. Kolejnym, dającym się odtworzyć, procesem były kilkunastocentymetrowe przesunięcia wzdłuż ciosów i uskoków. Spowodowały one powstanie ogromnych zawałisk (Zwoliński 1953, Rudnicki 1958, Zwoliński & Wójcik 1959). Następujące później znaczne zwiększenie dopływu wody tworzy liczne formy erozyjne (pl. III, fig. 2), którym towarzyszy akumulacja w głównych korytarzach żwirów kwarcowych i granitowych, na których ostrą granicą leżą warstewki ciemnych mułów z miką. Te utwory mulaste pokrywają cienką 1—5-milimetrowej grubości warstewką wszystkie większe zawałiska w jaskini i oznaczają okres maksymalnego dopływu wody w ilości przekraczającej zdolności odpływu systemu, powodując całkowite wypełnienie wodą tej partii jaskini. Okres całkowitego wypełnienia był jednak zapewne krótkotrwały, gdyż krawędzie gładów nie zostały w najmniejszym nawet stopniu skorodowane. W korytarzu Błotnych Zamków, w odcinku B jaskini, opisywana seria mulasta osiąga miąższość około 0,5 m. Znajdują się w niej, opisane przez R. Gradzińskiego i A. Radomskiego (1960), utwory cementacyjne zbliżone

wyglądem do kukiełek lessowych. Ich powstanie wiąże się, być może, również z krótkotrwałym ociepleniem klimatu. Współcześnie serie namulisk zostają rozmywane.

Inny więc przebieg zjawisk daje się odtworzyć we wschodniej części Jaskini Miętusiej (odcinek A), prowadzącej do zasypanego obrywem Wantul otworu w Dolinie Miętusiej. W części korytarza, około 20 m od dawnego otworu, na silnie skorodowanej powierzchni wapienia spotyka się licznie, lecz tylko lokalnie, występujące szczotki kalcytowe do 5 mm wysokości. Jest to jedyne w jaskiniach tatrzańskich znane dotychczas miejsce występowania tego rodzaju utworu. Ukształtowanie jaskini nie wyklucza możliwości istnienia tu jeziorka, w którym ewentualnie mogły powstawać szczotki kalcytowe. Na dnie, w przyotworowej części jaskini, znajdują się dość licznie grube żwiru od 3 do 15 cm. Przeważa materiał lokalny, lecz spotyka się dość licznie także wapienie triasu, granity i łupki margliste albu. Zaznacza się w ten sposób okres zwiększonego dopływu wody. Przepływ był jednakże stale swobodny skierowany ku środkowi jaskini i spowodował powstanie licznych marmitów i rynien. Wśród żwirów została znaleziona kość kozicy, jej wiek określony został metodą fluoroapatytową przez T. Wysoczańskiego (1965) na późnoglacialny. Wiek kości wyznacza zarazem dolną granicę wieku zawaliska Wantul i potwierdza słuszność poglądów przyjmujących, że obryw zsunął się po zamierającym już lodowcu Doliny Miętusiej. Wspomniana poprzednio seria żwirowa z Miętusiej może być uważana za złożoną przez wody odpływu podziemnego lodowca Doliny Miętusiej w czasie jego ostatecznej recesji.

Jak widać z tego przeglądu, faza zwiększonego dopływu wody związana ze schyłkiem ostatecznego zlodowacenia daje się powszechnie zaobserwować w jaskiniach tatrzańskich. Jaskinia Miętusia powiązana przez ciągi pionowe (odcinek B) z systemem Lodowego Źródła uległa krótkotrwałemu lecz całkowitemu zapełnieniu wodą. Wymaga to, oczywiście, by cały system Lodowego Źródła był również zapełniony wodą, co będzie spełnione, gdy dopływ wynosi około 10 do 15 m<sup>3</sup>/sek, to znaczy dwu- lub trzykrotnie więcej niż podczas najwyższych stanów współczesnych.

Nadmiar wody powodujący zapełnienie starych systemów uaktywnił również stare wywierzyska. Przez pewien czas działało również wywierzysko odcinka C Jaskini Miętusiej, położone w górnej części Żlebu pod Wysranki. Nieczynny współcześnie Żleb pod Wysranki zawieszony jest progiem wysokości 25 m nad dnem Doliny Kościeliskiej (fig. 4). W progu tym wycięte zostały potężne marmity świadczące, że ostatni okres aktywności tej dolinki związany z recesją ostatecznego okresu zlodowacenia (Würm) wiązać należy z obecną wysokością dna Doliny Kościeliskiej. Wyrównany profil dna Żlebu pod Wysranki, leżącego na wysokości 25 m nad dnem Doliny Kościeliskiej, mógł się wiązać z poziomem tego żlebu w czasie recesji poprzedniego zlodowacenia (Riss). Według tej interpretacji głębokość wcięcia Doliny Kościeliskiej w Bramie Kraszew-

skiego w czasie ostatniego interglacjału i glacjału wynosiłaby 25 m. Inaczej kształtuje się sytuacja na S od Hali Smytniej. Opisane przez Z. Kortańskiego (1958) brekcje z ostatniego interglacjału leżą na wysokości 5—7 m nad dnem Doliny Kościeliskiej. Jeszcze inny obraz otrzymujemy dla środkowej części doliny. W jaskini Wyzior, położonej 15 m ponad Wypływem spod Pisanej, Z. Wójcik (1960) znalazł otoczaki tejsze brekcji. Według tego autora były one zdeponowane już w czasie interglacjału. Sytuacja taka jest jednak mało prawdopodobna. Brekcja ta zapewne była roznimowana w czasie recesji ostatniego zlodowacenia (Würm) i osadzona w czynnej wówczas jaskini Wyzior. Piętnastometrowe wcięcie w tej części doliny byłoby więc postglacjalne. Jeżeli uwzględnić, że tu właśnie zaznacza się załamanie profilu podłużnego Doliny Kościeliskiej i związane z nim powstawanie współczesnych przepływów podziemnych, to należy przypuszczać, że intensywne erozja na tym odcinku wiąże się z ciągłą recesją punktu załamania doliny, powstałą w wyniku podniesienia się Tatr o około 25 m. Pogłębienie doliny związane z tym podniesieniem miało miejsce pomiędzy końcem zlodowacenia Rissu a końcem zlodowacenia Würmu w Bramie Kraszewskiego, w rejonie Raptawickiej Turni jest ono postglacjalne, a na południe od Hali Smytniej nie zaznacza się wcale. Tę sytuację ilustruje figura 17 C. Powszechne w tej części Tatr młode zawaliska i przesunięcia w jaskiniach nie są zapewne przypadkowe. Zgodnie z interpretacją S. Zwolińskiego i Z. Wójcika (1959), przesunięcia powstały w wyniku naprężeń wywołanych pogłębieniem dolin. Skrzydła zrzucone tych mikrouskoków leżą zawsze od strony doliny. Chociaż wiek zawalisk nie jest jednakowy, to jednak w większości są to zawaliska z okresu Würmu, a w przypadku Wantul nawet późnoglacjalne. Zawaliska i przesunięcia są zatem ostatnim oddźwiękiem niewielkich ruchów wynoszących, jakie miały miejsce w czasie ostatniego interglacjału lub glacjału.

Szczegółowego omówienia wymagają serie żwirowe deponowane w czasie recesji ostatniego zlodowacenia. Utwory te mają nieodmiennie podobny skład petrograficzny wyrażający się ubóstwem składników, wśród których dominują ziarna kwarcu a domieszki stanowią skalenie lub fragmenty granitów. Źródłem materiału są bez wątpienia czapki granitowe i reglowe, leżące bezpośrednio ponad rejonem krasowym. Wśród ziarn kwarcu wyróżnić można dwie wyraźne klasy: jedną ostrokrawędzistą, pochodzącą z rozpadu granitów, drugą o różnym lecz wyraźnym oglądzeniu. Ziarna oglądzone pochodzą zapewne z serii reglowych i stanowią do 30% całości ziarn kwarcu w żwirach Jaskini Miętusiej. Żwiry o analogicznym składzie, lecz wyraźnie starsze, spotyka się w kilku jaskiniach. Przez analogię do osadów powstałych podczas ostatniego zlodowacenia można traktować je jako powstałe podczas okresów wzmożonego dopływu wody w czasie recesji poprzednich zlodowaceń. Od osadów Würmu oddziela je okres cieplejszy, zaznaczający się bądź w formie nacieków, bądź w formie cementacji serii żwirowych. Ilość serii żwirowych odpowiadających okre-

som anaglacjalnym jest trudna do stwierdzenia, gdyż pojedyncze fragmenty dawnych namulisk spotykane w różnych korytarzach nie muszą być równowiekowe; dotychczas jednak nie ma żadnych podstaw do ich rozdziału. Można wnosić jedynie, że zmiany, jakim podlegały jaskinie podczas okresów glacialnych, były stosunkowo duże i mogły powodować niemal kompletne usunięcie poprzednio złożonych osadów. Zachowanie się starszych interglacialnych i glacialnych osadów zawdzięczać należy ich uprzedniej cementacji oraz stosunkowo krótkotrwałemu zalaniu w czasie recesji zlodowacenia Würmu. Związana z Würmem faza akumulacji spowodowała osadzenie w większej części Jaskini Miętusiej osadów o nieznaczonej grubości; jedynie w odcinkach syfonalnych miąższości są większe. Sądząc natomiast ze śladów dawnych, zamulenia sięgały często kilku metrów. W Jaskini Czarnej, w jej górnym piętrze, ślady dawnych wypełnień spotyka się aż po strop głównego korytarza górnego ciągu (Korytarz Mamutowy, Ślepy Zaulek); stało się to zapewne nawet powodem wytworzenia wyższego poziomu górnego piętra. Jedynie jaskinie przepływowe Organów (Zimna, Naciekowa, Mroźna) nie noszą śladów całkowitego wypełnienia przez wodę i silnego zaakumulowania. Przyczyną tego jest niewątpliwie odrębna geneza, dzięki czemu, jaskinie rozwinięte są płytko pod zboczem Organów i równoległe do niego. Taka sytuacja morfologiczna nie sprzyjała przepływowi wód topnieniowych i umożliwiła zachowanie się stosunkowo bogatej serii osadów. Najstarsza seria osadowa w Jaskini Zimnej, deponowana w odmiennych i cieplejszych warunkach klimatycznych niż pozostałe utwory zwirowe, może być uważana za utwór plioceński.

Wniosek taki jest w całkowitej zgodności z obserwacjami geomorfologicznymi. Cała ta seria osadowa powstała w wyniku wytworzenia się dolnego piętra jaskini w związku z podniesieniem się Tatr o 100 m względem przedpola. Ruchy wynoszące wieki popontyjskiego o podobnej amplitudzie stwierdzone są powszechnie w Karpatach Zachodnich (Klimaszewski 1948). Odmłodzenie dolin związane z tymi ruchami dosięgnęło również Tatr, a w mniej odpornych na erozję skałach (Tatry Zachodnie) zostało zakończone przed nastaniem okresu glacialnego (Klimaszewski 1959, 1961). Jeżeli zatem konsekwencją tego popontyjskiego odmłodzenia jest wytworzenie dolnego piętra Jaskini Zimnej, to poprzedzający je poziom dna Doliny Kościeliskiej leżałby na wysokości 1200 m n.p.m., to znaczy około 200 m ponad współczesnym dnem doliny. W wyniku podniesienia i erozji wstecznej poziom ten jeszcze przed czwartorzędem obniża się do 1100 m n.p.m., to znaczy 100 m ponad dnem doliny, w rejonie na N od Hali Pisanej. Pogląd taki, mimo odrębnej interpretacji genetycznej poziomów jaskiń, jest w zasadzie zgodny z interpretacją Z. Kotańskiego (1958), który wcięciu pomiędzy 1200 a 1100 m przypisywał wiek plioceński lub staroplejstoceniński. Z. Wójcik widział w jaskiniach Doliny Kościeliskiej szereg odrębnych poziomów, związanych ze stałym obniżaniem się pozio-

mu wód podziemnych i wskazujących na stosunkowo równomierne pogłębianie się Doliny Kościeliskiej. Pogląd taki różni się zasadniczo od obecnej interpretacji, według której istnienie jednolitego poziomu wód podziemnych zostało odrzucone. Podczas niszczenia progu erozyjnego musiały rozwijać się niezwykle intensywnie i stosunkowo szybko formy podziemne. Niewielkie jaskinie powszechnie pomiędzy wysokością 1200 a 1100 m są właśnie fragmentami takich przepływów.

Pełne zestawienie procesów zachodzących w jaskiniach, związanych ewolucyjnie z Doliną Kościeliską, oraz próbę ich wielkowej interpretacji podaje tabela 2.

### *Wiek jaskiń innych rejonów Tatr*

Z uzasadnianych poprzednio względów nawiązanie pomiędzy jaskiniami Doliny Kościeliskiej a innymi obszarami krasowymi Tatr może być tylko przybliżone.

#### *Dolina Chochołowska*

W Dolinie Chochołowskiej znajduje się kilka jaskiń, z których największą jest system Szczeliny Chochołowskiej (1650 m długości). Jaskinia ta tworzy wyraźny poziomy ciąg z krótkim górnym piętrzem. Całość rozwija się wzdłuż kierunku E-W, przy czym dawny przepływ skierowany był ku zachodowi. Dwa otwory znajdują się na wysokości 20 i 40 m ponad dnem doliny. Leżąca w sąsiedztwie, współcześnie czynna Jaskinia Rybia jest przepływem wód Potoku Chochołowskiego. Jak wynika z badań T. Dąbrowskiego (1961), około 80 l/sek. wody nie pojawia się ponownie na powierzchni. Żadne z dotychczasowych barwień nie dało rezultatu. Należy liczyć się z możliwością współczesnego przepływu ku zachodowi do znacznie niżej położonej Doliny Bobrowieckiej (Dąbrowski 1967). Jeżeli przypuszczenie to zostanie potwierdzone bezpośrednio, będą podstawy do uznania jaskini Szczeliny za stary odpowiednik tego przepływu. Gdyby tak było, genezę jaskini należałoby rozpatrywać w odniesieniu do rozwoju Doliny Bobrowieckiej, położenie której determinowałoby zarazem wysokość położenia jaskini Szczeliny. Oprócz jaskiń opisanych, na zboczach Doliny Chochołowskiej znajdują się dwie stare jaskinie przepływowe — Zbójcka Dziura i Kamienne Mleko. Leżą one 110—115 m ponad dnem doliny i stanowić mogą przez analogię do Doliny Kościeliskiej fragmenty dawnego systemu przepływowego wieku popontyjskiego.

#### *Dolina Małej Łąki*

Przechodząc ku wschodowi, pomiędzy Doliną Miętusią a Małej Łąki znajduje się izolowana turnia wapieni malmu, zwana Turnią Rabowskiego. W szczytowych partiach tej turni znajduje się kilka jaskiń poziomych,



Tabela (Chart) 2  
Wiek jaskiń rejonu Doliny Kościeliskiej  
The age of the caves in the Kościeliska Valley region

Wysokość dna Doliny Kościeliskiej w Bramie Kraszewskiego oraz fazy ruchów wynoszących	Jaskinia Zimna		Jaskinia Naciekowa	Jaskinia Czarna		Jaskinia Migtusia			Jaskinia Śnieżna	Wiek
	Piętro górne	Piętro dolne		Piętro górne	Piętro dolne	A Korytarz do Wentul	B Piętro dolne	C Piętro górne		
+350 m I faza ↓ +200 m II faza ↓ +100 m	Wytworzenie górnego piętra			Wytworzenie ? górnego piętra	Wytworzenie ? dolnego piętra			Wytworzenie ? górnego piętra		TRZECIORYBIED  Pont Okres ciepły Okres zimny
	Sedymentacja żwirów Potoku Kościeliskiego Cementacja żwirów	Wytworzenie dolnego piętra	Wytworzenie jaskini  Zdrenowanie jaskini	Żwiry i piaski z mułem i mika Cementacja żwirów i piasków	Ekstrudacja	Silna korozja  szczytki kalcytowe	Wytworzenie piętra dolnego	Żwiry i piaski z mułem i mika Cementacja żwirów i piasków z mułem i mika	Wytworzenie jaskini	
+60 m	Złobki  Piaski kwarcowe z mułem i mika  Faza naciekowa	Złobki	Faza naciekowa	Zawaliska	Zawaliska  Kotłó kozicy	Zwir granitowy, margle albu, wapień  Kotłó kozicy	Zawaliska  Żwiry i piaski kwarcowo-granitowa  muły z mika	Żwir kwarcowo-granitowy z mułem i mika	Włókn Deglacja ostatniego zlodowaczenia  Późny glacjał	CZWARTORYBIED  Faza atlantycka  HOLOCEN
+25 m III faza ↓ 0 m	Korozja nacieków Zawaliska  Namuliska piaszczysto-mulaste  Młode nacieki	Korozja nacieków Zawaliska	Młode nacieki	Młode nacieki	Cementacja brekcji gruzowej Erodowanie brekcji	Zawalisko Wentul	Konkrekcje w mułach z mika Erodowanie mułów z mika			

z których Zielona i Kozia o długościach około 100 m stanowią niewątpliwie fragmenty dawnych większych systemów, zapewne bardzo starych, gdyż zupełnie nie związanych ze współczesną rzeźbą tego rejonu.

### *Dolina Kondratowa*

Niewiele również można powiedzieć o systemie Jaskini Bystrej i Kalackiej w Dolinie Kondratowej. Jaskinia Bystra jest czynnym obecnie systemem, którego obszar zasilania mimo kilku prób nie został ujawniony. Należy przypuszczać, że odwadnia chociaż częściowo rejon Giewontu, a starszym jej odpowiednikiem jest Jaskinia Kalacka, leżąca 60 m powyżej

### *Rejon Hali Gąsienicowej*

Nieco dokładniej rozpoznany został system podziemnego odwodnienia rejonu Hali Gąsienicowej. Wykonane tu w 1964 r. barwienie (Dąbrowski 1967) pozwoliło ustalić, że odpływ tych wód skierowany jest do wywierzyška Goryczkowego. Okresowo czynna 2-kilometrowej długości jaskinia Kasprowa Niżna (1235 m n.p.m.) jest zapewne tylko nieco starszym odpowiednikiem tego wywierzyška. Nie wykluczone, że system Jaskini Kasprowej Niżnej jest wiekowo równoczesny z systemem Lodowego Źródła w Dolinie Kościeliskiej. Obecność materiału granitowego w wyżej położonej Jaskini Magurskiej (1460 m n.p.m.) w dolinie Jaworzynki wskazuje, że i ta jaskinia posiada połączenia z rejonem Hali Gąsienicowej. Można przypuszczać, że jest ona najstarszym znanym systemem odwodnienia tego rejonu, pochodzącym z którejś trzeciorzędowej fazy ruchów podnoszących. Rozpoczęte w 1964 r. przez zespół pracowników Pracowni Czwartorzędu Zakładu Nauk Geologicznych PAN badanie osadów z tej jaskini głównie w celu wyjaśnienia sposobu ogładzenia kości *Ursus spelaeus*, uważanych przez A. Jurę (1955) za dzieło człowieka-łowcy niedźwiedzia jaskiniowego, pozwoli zapewne na szczegółowe opracowanie tej jaskini. Przy okazji tych prac można było ustalić profil osadów starszych, znajdujących się w części syfonalnej wykonanego tu przez S. Zwolińskiego przekopu. Najniżej stwierdzono osady żwiru granitowego i kwarcowego o nieznannej miąższości, pokryte osadem mulastym wypełniającym syfon. Na nim znajduje się gruba seria otoczków wapiennych z materiału lokalnego z licznymi kośćmi niedźwiedzia jaskiniowego. Seria ta powstała z rozmycia osadów gruzowo-kostnych wstępnej części jaskini, które tworzyły się w okresie ciepłym, jak można sądzić z inwentarza zachowanych kości (Kowalski 1953). Z. Wójcik (1962) przypisuje tej serii wiek eemski. Seria otoczków z kośćmi przykryta jest cienką warstwą (do 10 cm) mułu, w górnej części silnie scementowanego węglanem wapnia. Cementacja ta wiąże się z formami naciekowymi w postaci niewielkich stalagmitów i sta-

laktytów, z których tylko część jest współcześnie aktywna. Profil ten wskazuje, podobnie jak w jaskiniach Doliny Kościeliskiej, na dwa okresy wzmożonego dopływu wody. Starszy okres reprezentowany jest początkowo przez żwiry granitowe a następnie muły. Utwory te, starsze zapewne od serii gruzowo-kostnej z ostatniego interglacjału, mogą reprezentować fazę anaglacjalną Rissu (?). Kolejna faza anaglacjalna Würmu zaznacza się i tu powszechnym zwiększeniem ilości wody, co powoduje rozmycie gruzu z kośćmi i wypełnienie nim odcinka syfonalnego. Cementacja i nacieki odpowiadają zapewne fazie atlantyckiej holocenu. Powszechnie występujące zawaliska wskazują na dwie fazy, z których młodsza przypada już po powstaniu nacieków fazy atlantyckiej.

#### PODSUMOWANIE WYNIKÓW

Historia jaskiń tatrzańskich rozpoczyna się wraz z odsłanianiem przez erozję spod przykrycia serii reglowych głównych mas wapieni wierchowych. Sytuacja taka istnieje już zapewne w miocenie. Zarówno ze względu na ograniczoną powierzchnię skał wapiennych jak i na niewielką wysokość względną grzbietów, powstające wówczas jaskinie są systemami stosunkowo krótkimi, nie przekraczającymi kilometrowej rozciągłości, i występują bezpośrednio na zboczach masywów.

Zachodnia część Jaskini Czarnej tworzy system związany bezpośrednio z Doliną Kościeliską, podczas gdy wschodnia część tej jaskini, jak i odcinek C Jaskini Miętusiej, stanowią niezależne systemy, tworzące wywieziska wzdłuż północnej granicy serii wapiennej u podnóża zaznaczającej się już kuesty erozyjnej. Powierzchniowy odpływ ku zachodowi stanowi założenia późniejszego Żlebu pod Wystranki. Dźwignięcie masywu tatrzańskiego staje się potężnym bodźcem przyspieszającym rozwój i przeobrażającym powstałe jaskinie. Prawdopodobnie jeszcze w miocenie w wyniku tego podniesienia powstaje przepływ podziemny Potoku Kościeliskiego, obecne górne piętro Jaskini Zimnej. Dolina Kościeliska ulega pogłębieniu od 1350 do 1200 m. Następnie, w górnym pliocenie zaznacza się nowy ruch podnoszący o stumetrowej amplitudzie. Gwałtownie postępująca w miękkich utworach reglowych erozja wsteczna zostaje zwolniona przy wejściu w serie krasowe, które tworzą potężny próg, dzięki czemu Dolina Kościeliska zostaje zawieszona ponad przedpolem reglowym. Wody szybko znajdują drogę na nowym niższym poziomie, wytwarzając dolne piętro Jaskini Zimnej. Zwiększona prędkość podziemnego przepływu doprowadza w odcinkach syfonalnych do transportu i akumulacji grubych serii mulastych, piaszczystych i żwirowych. Hamują one przepływ, który znajduje nowe szczeliny omijające zamulone odcinki syfonalne; powstają wówczas typowe dla Jaskini Zimnej „korkociągi”. Pogłębieniu się doliny towarzyszą przesunięcia wzdłuż szczelin ciosowych i uskokowych, będące wyrazem

dostosowywania się mas skalnych do nowych warunków morfologicznych. Fragmenty okruchów wapiennych i nacieków dostają się do akumulowanych osadów. Próg doliny, drążony systemem mniejszych jaskiń, przesuwa się stopniowo na południe wkraczając na obszar margli na Hali Pisanej. Cała Jaskinia Zimna ulega osuszeniu. W warunkach ciepłego plioceńskiego klimatu szybko następuje scementowanie węglanem wapnia osadzonych żwirów. Stopniowo zaznacza się pogorszenie klimatu: ściekająca po ścianach jaskiń woda jest silnie agresywna, rzeźbi żłobki, rozpuszcza powstałe poprzednio nacieki i częściowo koroduje scementowane serie żwirowe. Rozpoczyna się okres glacialny. Znaczne pogłębienie dolin stwarza dużą różnicę wysokości, powodując powstanie długich systemów podziemnych obejmujących cały masyw Czerwonych Wierchów. Ich początkiem stają się dna i zbocza karów glacialnych. Powstaje najdłuższy znany w Tatrach system Lodowego Źródła. Zaczyna się on tworzyć, gdy dno Doliny Kościeliskiej leży jeszcze przynajmniej 60 m wyżej niż obecnie. Do systemu tego włączone zostają stare jaskinie, powstają pionowe ciągi Jaskini Miętusiej.

Wzmógł się dopływ wód w czasie okresów anaglacialnych powoduje ponowne zapełnianie wodą starych systemów. Tak dzieje się w Jaskini Czarnej i Miętusiej. Silne strumienie przepływają przez Jaskinię Zimną wnosząc silnie zwietrzały piasek i żwir granitowy, pochodzący ze zwietrzałych czapek krystalicznych i reglowych. Wmywany w głąb materiał tworzy serie kilkumetrowej grubości, zasypuje stare i wytwarza nowe odcinki korytarzy. Miejscami odrębne dawniej systemy zostają połączone, przemodelowane i włączone w całkowicie odmienny zespół hydrograficzny. Przeobrażenia te sięgają tak głęboko, że na ogół nie zostaje śladu z dawnych form trzeciorzędowych.

Krótkotrwałe ocieplenie klimatu do około 7—9°C w czasie jednego z interglacjałów wywołuje powszechną depozycję form naciekowych. Cementacje żwirowisk i krystalizacja szczotek kalcytowych pochodzi zapewne z tego okresu. W czasie ostatniego zlodowacenia (Würm) zaznacza się ponownie, niewielkie tym razem, podniesienie Tatr o około 25 m. Wyniesienie to jest zbyt małe, by mogły się tworzyć długie podziemne przepływy potoku, wystarczające jednak do powstania krótkich, kilkusetmetrowych przepływów podziemnych towarzyszących cofającej się krawędzi progu dolinnego. Pod koniec Würmu ten próg przekracza Halę Pisaną. W przepływowej jaskini Wyziór złożone zostają fragmenty brekcji interglacialnej, rozmywanej w górnych partiach Doliny Kościeliskiej.

Zachwianie równowagi masywu powoduje powstanie niewielkich przesunięć 10—15 cm wzdłuż szczelin tektonicznych. Tworzą się potężne zawałiska we wszystkich niemal jaskiniach tatrzańskich. Topnienie śniegów w schyłkowych fazach zlodowacenia Würmu powoduje ponowne zwiększenie dopływu, prowadzące niekiedy do całkowitego zalania i osadzenia żwirów i mułów. Okres ten trwa krótko: chwilowe ocieplenie po-

woduje nawet depozycję nacieków, odpowiadającą zapewne fazie atlantyckiej. Nieznacznej cementacji ulegają niektóre nagromadzenia gruzu. W poprzednio akumulowanych mułach tworzą się skupienia kongrecji wapiennych. Zwiększenie ilości wody i lekkie obniżenie temperatury cofają ten proces. Cementowane piargi zostają rozmyte a współczesna depozycja nacieków zdarza się wyjątkowo i jest niezwykle uboga.

### *Porównanie krasu tatrzańskiego z innymi obszarami krasowymi*

Zarysowany powyżej rozwój jaskiń tatrzańskich umożliwia przeprowadzenie pewnych porównań z krasem innych rejonów.

### *Niżne Tatry*

W sąsiadującym bezpośrednio od południa z Tatrami pasmie Niżnych Tatr znajdują się rozległe podziemne systemy krasowe. Jedyna dotychczas próba interpretacji rozwoju tych jaskiń znajduje się w obszernej monografii A. Droppy (1957) o Jaskiniach Demianowskich. Zdaniem autora, jaskinie te rozwijały się jako podziemne przepływy potoku Demianówki, o czym świadczy powszechne występowanie w różnych piętrach jaskiń żwirów granitowych, transportowanych również współcześnie przez podziemny przepływ potoku. Kształtowanie podziemnych korytarzy postępowało równoległe do pogłębiania doliny i, zdaniem A. Droppy, zachodziło w ciągu całego czwartorzędu, powodując powstanie 11 poziomów. W tej interpretacji głębokość wcięcia czwartorzędowego byłaby znaczna, sięgając 140 m. Należy jednak podkreślić, że wydzielenie poziomów w Jaskiniach Demianowskich zostało oparte na czysto mechanicznych kryteriach — różnicy wysokości. Ten sposób interpretacji jest jednak silnie krytykowany (np. Trimmel 1950) i zapewne również w stosunku do Jaskiń Demianowskich nie da się utrzymać, zwłaszcza że szereg z określonych przez A. Dropę poziomów przeciętych jest kominami zapewne syngeneetycznymi w stosunku do poziomów ciągów znajdujących się na różnych wysokościach. Ponadto w niektórych partiach tych jaskiń można zaobserwować ślady poprzedniej akumulacji sięgającej stropu, co wskazuje na to, że bezpośrednio nadległe piętro mogło powstać w wyniku zaakumulowania niższego, podobnie jak w niektórych jaskiniach tatrzańskich.

### *Alpy*

Dotychczas brak jest jednolitego opracowania obejmującego cały obszar alpejski, a poglądy na rozwój i wiek jaskiń w poszczególnych rejonach są często rozbieżne. Zdaniem J. Corbela (1957a, b), formy podziemne krasu alpejskiego rozwijają się intensywnie i z ogromną prędkością.

W rejonach szwajcarskich średniej wysokości (1000—2000 m): Interlaken i Beatusberg (Corbel 1957a) intensywny rozwój krasu rozpoczął się po pełnym pogłębieniu dolin alpejskich, głównie począwszy od Wielkiego Interglacjału (Mindel-Riss). W najwyższych krasowych obszarach alpejskich rozwój jaskiń zachodził jeszcze intensywniej i tak np., zdaniem J. Corbela (1957b), cały system szwajcarski jaskini Holloch o długości ponad 80 km mógł się rozwinąć w ciągu tylko 25.000 lat. Na podstawie swoich obserwacji Corbel uważa, że najintensywniejszy rozwój jaskiń alpejskich wiąże się zawsze z zimnymi okresami czwartorzędowymi.

Odrębne stanowisko zajmuje H. Trimmel (1950) uważając, że brak w jaskiniach alpejskich osadów starszych od Wielkiego Interglacjału nie jest wystarczającym dowodem wieku tych jaskiń, lecz świadczy o działającej uprzednio energicznej erozji. Jaskinie rozwijałyby się więc nie jednorazowo, lecz kilkakrotnie i, zależnie od warunków, okresy powiększania jaskiń i erozja namulisk byłyby przedzielane okresami akumulacji. Autor ten na podstawie ogólnych rozważań morfologicznych dochodzi do wniosku, że rozwój większości istniejących obecnie dużych jaskiń alpejskich rozpoczął się w neogenie, kiedy to w wyniku intensywnej działalności tektonicznej została rozczłonkowana dawna powierzchnia o łagodnych formach i niewielkiej amplitudzie (Raxlandschaft) (Trimmel 1950, 1963). Okres czwartorzędowy, a zwłaszcza młodszy czwartorzęd cechował się przewagą akumulacji. Podczas okresów ocieplenia w niższych obszarach alpejskich (Alpy Styryjskie) powstały dwie odrębne serie formacji naciekowych (Trimmel 1953), z których starsza uległa częściowemu zniszczeniu, być może, wskutek strząskań natury tektonicznej, a młodsza jest aktywna jeszcze współcześnie. Wiek podobnej młodej formacji stalagmitowej w jaskini Beatushöhle, 1200 m n.p.m. (Szwajcaria), określony został na młodszy od 8500—11000 lat (Knüchel & Rupp 1954). W wysokich partiach Alp istnieją ślady tylko jednej, niszczonej obecnie formacji naciekowej.

W przedstawionych interpretacjach zauważyć można szereg analogii z rozwojem krasu tatrzańskiego.

Intensywny rozwój form podziemnych w górnym trzeciorzędzie zachodził zapewne w obu tych obszarach wysokogórskich, w wyniku znacznego zróżnicowania wysokościowego. Ponadto podczas czwartorzędu powstawały odrębne systemy uzależnione od rzeźby glacialnej. Ślady dawnego (zapewne interglacialnego) okresu ocieplenia można zaobserwować zarówno w Alpach jak i w Tatrach. Powstałe wtedy bogate formacje naciekowe uległy zniszczeniu podczas późniejszych faz ruchów wynoszących.

### *Kras innych rejonów Polski*

Mimo znacznych odrębności krasu tatrzańskiego spowodowanych jego wysokogórskim charakterem, nasuwają się też pewne podobieństwa w głównych etapach rozwoju jaskiń krasu tatrzańskiego, jak i innych

obszarów krasowych Polski. I tak na przykład R. Gradziński (1962) dochodzi do wniosku, że na obszarze Jury Krakowsko-Częstochowskiej podziemne formy krasowe rozwijają się podczas wszystkich faz lądowych, przy czym najintensywniejszy ich rozwój związany jest z powstawaniem dolin, co ma miejsce po dolnomiocenских zaburzeniach tektonicznych. Podobnie w Sudetach (Pulina 1964), rozwijający się od kredy górnej kras doznaje kilku etapów intensywnego rozwoju podczas neogenu. Wszystkie te przykłady potwierdzają podane uprzednio wnioski i wskazują na istotną rolę, jaką odgrywa wartość spadku hydraulicznego podczas wstępnych okresów rozwoju jaskiń. Należy podkreślić, że zmiana spadku niekoniecznie musi być wywołana ruchami podnoszącymi, lecz może powstać wraz z pogłębianiem dolin w wyniku zmiany poziomu ich odpływu. Należy spodziewać się, że przyczyny te mogły powodować częste i różnorodne zmiany w rozwoju form krasowych Niżu Polskiego w czasie czwartorzędu. Być może, opisany przez S. Z. Różyckiego (1946, 1950), zakryty kras okolic Opoczna lub Starachowic zawdzięcza swój współczesny rozwój tego rodzaju procesom.

*Pracownia Geologii Czwartorzędu  
Zakładu Nauk Geologicznych PAN  
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 6  
Warszawa, w kwietniu 1966 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- BOEGLI A. 1956. Grundformen von Karsthöhlenquerschnitten. — *Stalactite*, vol. 6, no. 3.
- 1960. Les phases de dissolution du calcaire et leur importance pour les problèmes karstiques. — *Rass. Speleol. Ital.*, vol. 12, no. 4.
- 1963. Beitrag zur Entstehung von Karthöhlen. — *Höhle*, Vol. 14, Nr 3. Wien.
- BOYNTON D. & COMPTON J. 1944. Normal seasonal changes of oxygen and carbon dioxide percentages. — *Soil Science*, vol. 57.
- BRETZ J. H. 1941. Phreatic and vadose features of limestone caverns. — *J. Geol.*, vol. 49, no. 4. Chicago.
- CHODROWSKA W. & CHODOROWSKI A. 1962. Études sur le milieu des petits réservoirs d'eau des grottes dans les montagnes des Tatras. — *Actes II Congr. Intern. Spéléol. Bari*.
- CORBEL J. 1957a. Karst Alpains de moyenne altitude. — *Rev. Géogr. Lyon*, vol. 32, no. 2.
- 1957b. Karst Hauts-Alpin. — *Ibidem*.
- 1957c. Les Karsts du nord-ouest de l'Europe. *Lyon*.
- CVIJIČ J. 1929. Dinarski karst. *Beograd*.
- DAVIES W. S. 1959. Origin of caves in folded limestone. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 41, no. 3.
- DAVIS W. M. 1930. Origin of limestone caverns. — *Ibidem*.
- DĄBROWSKI T. 1961. Zagadnienie podziemnych przepływów Potoku Chochołowskiego i Kościeliskiego. Praca magisterska. Archiwum Katedry Hydrogeologii U. W. Warszawa.

- 1962. Próba ujęcia wód krasowych w przepływach Potoku Kościeliskiego (On a determination of the amount of karst water in Kościeliski stream). — *Speleologia*, t. 2, nr 2—4. Warszawa.
- 1964. Geneza i rozwój podziemnych przepływów Potoku Kościeliskiego. Semin. Speleol. I Ogólnopols. Zjazdu Badaczy Krasu. Kielce.
- 1967. Podziemne przepływy krasowe potoków w Tatrach Zachodnich (Underground karst flow of streams in the Western Tatras). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 17, nr 4. Warszawa.
- DĄBROWSKI T. & RUDNICKI J. 1964. Obserwacje nad warunkami hydrogeologicznymi krasu w obrębie serii Kominów Tylkowych i Czerwonych Wierchów. Semin. Speleol. I Ogólnopols. Zjazdu Badaczy Krasu. Kielce.
- DĄBROWSKI T. & RUDNICKI J. 1967. Wyniki barwień wód krasowych w masywie Czerwonych Wierchów. — *Speleologia*, t. 3, nr 1. Warszawa.
- DOUGLAS I. 1964. Intensity and periodicity in denudation processes, with special references to the removal of material in solution by rivers. — *Helicite*, vol. 3, no. 2.
- DROPPA A. 1957. Demänovske jaskyne. Bratislava.
- EK C. 1964. Note sur les eaux de fonte des glaciers de la Haute Maurienne. Leur action sur les carbonates. — *Rev. Belg. Géogr.*, vol. 88, no. 1/2.
- EK C. & PISSART A. 1965. Dépôt de carbonate des eaux résiduelles. — *C. R. Acad. Sci.*, vol. 260, gr. 9. Paris.
- ERASO A. 1963. Sobre las relaciones morfo-químicas en la litogenesis. — III Intern. Congr. Speleol., vol. 2, sec. 1. Wien.
- GARRIELS R. M. & DREYER R. 1952. Mechanism of limestone replacement at low temperatures and pressures. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 63, no. 3.
- GIEYSZTOR I. 1961. Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi (Étude hydrologique des torrents des Tatras). *Prace Geograficzne*, nr 26.
- GRADZIŃSKI R. 1962. Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej (Origin and development of subterranean karst in the southern part of the Cracow Upland). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 32, z. 4. Kraków.
- 1964. Czynniki kontrolujące rozwój krasu a rozwój podziemnych form krasowych. I Ogólnopolski Zjazd Badaczy Krasu. Kielce.
- GRADZIŃSKI R. & UNRUG R. 1960. Uwagi o powstawaniu nacieku grzybkowego w jaskiniach (Remarks on the formation of fungoidal concretions in limestone caves). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 30, z. 3. Kraków.
- GRADZIŃSKI R. & RADOMSKI A. 1960. Utwory cementacyjne z namuliska Jaskini Miętusiej (Cementatory structures in the Miętusia Cave). — *Ibidem*, t. 30, z. 1.
- GRADZIŃSKI R. & RADOMSKI A. 1963. Types of Cuban Caves and their dependence on factors controlling karst development. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 11, no. 3. Varsovie.
- GRZEŚKOWIAK M. 1962. Współczesne procesy morfologiczne zachodzące w strefie mikroklimatu dynamicznego Jaskini Zimnej. Praca magisterska. Arch. Kat. Geol. Czwart. U. Wr. Wrocław.
- HOLLAND H. D., KIRSIPU T. V., HUEBNER J. S. & OXBURGH U. M. 1964. On some aspects of the chemical evolution of cave waters. — *J. Geol.*, vol. 72, no. 1. Chicago.
- HOLLY F. 1962. Egzaminacja podziemnych karstowatych systemów przez metody chemiczne. — *Actes II Intern. Congr. Spéléol.* Bari.
- JAKUŐS J. 1959. Neue Methoden der Höhlenforschung in Ungarn und ihre Ergebnisse. — *Höhle*, Vol. 10, Nr 4.



- JOHNSTON J. 1916. Determination of carbonic acid in natural water. — *J. Amer. Chem. Soc.*, vol. 38, no. 5.
- JURA A. 1955. Grota Magury w Tatrach (1460 m), najwyżej w Polsce położona siedziba człowieka epoki lodowej (La grotte de Magura dans les Tatra (1460 m), demeure la plus élevée en Pologne de l'homme de l'époque glaciaire). — *Światowit*, t. 21. Warszawa.
- KAYE C. A. 1957. The effect of solvent motion on limestone solution. — *J. Geol.*, vol. 65, no. 1. Chicago.
- KLIMASZEWSKI M. 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. — *Prace Wrocł. Tow. Nauk.*, ser. B, nr 7. Wrocław.
- 1959. Rozwój geomorfologiczny Tatr Polskich (Geomorphological evolution of the Polish Tatra Mountains). *W: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach i na Podhalu*, t. 5 (*In: From geological researches in the Tatra Mts. and in the Podhale region v. 5*). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 149. Warszawa.
- 1961. From the Baltic to the Tatras. Part III. South Poland. — *VIIth INQUA Congress*. Warszawa.
- KNÜCHEL F. & RUPP R. 1954. Alterbestimmung von Höhlensinter in der Beatushöhle (Schweiz). — *Höhle*, Vol. 5, Nr 1.
- KOTAŃSKI Z. 1958. Preglacialne i interglacialne osady w Tatrach (Preglacial and interglacial deposits in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 8, nr 2. Warszawa.
- 1963. Nowe elementy budowy masywu Czerwonych Wierchów (New elements in the structure of the Czerwone Wierchy massif). — *Ibidem*, vol. 13, nr 2.
- KOWALSKI K. 1953. Jaskinie Polski. T. II Jaskinie Tatr Polskich. Warszawa.
- LEHMANN O. 1932. Hydrographie des Karstes. *Encykl. der Erdkunde*. Wien.
- MAXSON J. 1940. Fluting and faceting of rock fragments. — *J. Geol.*, vol. 48, no. 7. Chicago.
- MILLER J. P. 1952. A portion of the system calcium carbonate — carbon dioxide-water, with geological implications. — *Amer. J. Sci.*, vol. 250, no. 3. New Haven.
- MITCHELL A. E. 1926. Studies on the dolomit system. Part II. — *J. Chem. Soc. London*, vol. 123.
- OLEKSYNOWA K. & KOMORNICKI T. 1960. Materiały do znajomości wód w Tatrach. Część V. Dolina Chochołowska (Some new data on the composition of the waters in the Tatra Mountains. Part. V. Chochołowska Valley). — *Zesz. Nauk. Wyższej Szk. Roln. w Krakowie*, nr 10. Kraków.
- PULINA M. 1962. Uwagi o mikroklimacie Jaskini Zimnej (Remarks on the microclimate of the Zimna cave). — *Speleologia*, t. 2, nr 2—4. Warszawa.
- 1964. Zjawiska krasowe Sudetów. Praca doktorska nie publikowana.
- ROQUES H. 1962. Considérations théoriques sur la chimie des carbonates. — *Ann. Spéleol.*, vol. 17, no. 2, 3.
- RÓŻYCKI S. Z. 1946. Przyczynki do znajomości krasu Polski. I. Kras opoczyński (Contributions à la connaissance des phénomènes karstiques en Pologne). — *Prace Zakł. Geogr. U. W.*, nr 26. Warszawa.
- 1950. Przyczynki do znajomości krasu Polski. II. „Zapadłe Doły” we wschodniej części Lasów Starachowickich. — *Przegląd Geogr.*, t. 22. Warszawa.
- RUDNICKI J. 1958. Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej (The genetics of caves in the Lodowe Źródło cavernous system and their relationship with the Kościeliska Valley in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 8, nr 2. Warszawa.

- 1962a. Geneza „korkociągów” w Jaskini Zimnej (Development of the „corkscrew chimneys” in the Zimna Cavern). — *Speleologia*, t. 2, nr 1. Warszawa.
- 1962b. The development of flutes in Tatra caverns. — *Actes II Intern. Congr. Spéléol. Bari*.
- SCHOELLER H. 1941. L'influence du climat sur la composition chimique des eaux souterraines vadoses. — *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 11. Paris.
- SERONIE-VIVIEN M. R. 1961. Les diaclases, leur rôle dans la spéléogenèse. — *Ann. Spéléol.*, vol. 16, no. 1.
- SMITH D. I. & MEAD D. C. 1962. The solution of limestone. — *Proc. Speleol. Soc. Univ. Bristol*, vol. 9, no. 3.
- SOKOŁOV D. S. 1962. Osnovnyje uslovija razvítia karsta. Geoltechizdat. Moskva.
- SWINNERTON A. C. 1932. Origin of limestone caverns. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 43.
- SZULCZEWSKI M. 1963. Budowa geologiczna Małej Świstówki (The geology of Mała Świstówka in Western Tatra). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, nr 2. Warszawa.
- TRIMMEL H. 1950. Zur Frage des Alters alpiner Karsthöhlen. — *Höhle*, Vol. 1, Nr 3.
- 1953. Beobachtungen über die Ausbildung von Sintergeneration in österreichischen Höhlen. — *Ibidem*.
- 1963. Sul problema del ciclo di formazione, riarrimento e sviluppo delle grotte. — *Rass. Speleol. Ital.*, vol. 15, no. 4.
- TROMBE F. 1956. *La Spéléologie*. Paris.
- WARWICK G. 1960. The effect of knick-point recession on the water-table and associated features in limestone region, with special reference to England and Wales. — *Z. Geomorph. Suppl.*, Bd. 2.
- WEYL P. K. 1958. The solution kinetics of calcite. — *J. Geol.*, vol. 66, no. 2. Chicago.
- WÓJCIK Z. 1960. Allochtoniczne żwirowiska jaskiń tatrzańskich (Graviers allochtones des cavernes des Tatras). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 10, nr 3. Warszawa.
- 1962. W sprawie człowieka paleolitycznego w Jaskini Magury. — *Wierchy*, t. 31.
- 1966. Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich (On the origin and age of clastic deposits in the Tatra caves). — *Prace Muzeum Ziemi*, nr 9. Warszawa.
- WÓJCIK Z. & ZWOLIŃSKI S. 1959. Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich (Young tectonic displacement in the Tatra caves). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, nr 2. Warszawa.
- WRZOSEK A. 1933. Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich (Untersuchungen über die Karsterscheinungen in der polnischen Tatra). — *Wiad. Służby Geogr.*, nr 3. Warszawa.
- WYSOCZAŃSKI T. 1965. Próba stratygrafii osadów plejstocenijskich jaskiń Jury Polskiej. Praca doktorska nie publikowana.
- ZWOLIŃSKI S. 1953. O młodych ruchach tektonicznych w Tatrach. Praca nie publikowana.
- 1955. Tatrzański rejon jaskiniowy (La région des cavernes de Tatras). — *Światowit*, t. 21. Warszawa.

J. RUDNICKI

**ORIGIN AND AGE OF THE WESTERN TATRA CAVERNS****(Summary)**

**ABSTRACT:** Hydrogeological observations, as well as features studied in cave system, indicate that all Tatra caves have developed as separate, single-branchwork systems mainly under tube-full conditions. This reasonably justifies the writer's rejection of previous opinions of the phreatic origin of the Tatra caverns. Conditions accompanying the initiation of underground systems are here discussed. It is assumed that the oldest Tatra caves formed in the Upper Pliocene. New caves had developed during the Pleistocene and the older ones were strongly modified.

**GENERAL DESCRIPTION OF THE KARST REGION**

The only Polish high-mountain karst region is situated in the Western Tatras. Despite its small area (about 50 sq. km.) more than one hundred caves have been recognised there. Nine caves are longer than 1 km. — up to 6 km. (fig. 2). Sedimentary rocks, Triassic, Jurassic and Cretaceous in age, form the north slopes of the main Tatra range. They show steep northward dips and chiefly E-W strikes. Pure massive limestones belong to the Middle Triassic and Malm-Neocomian of the high-Tatra tectonic units (Kotanski 1963). As is shown in fig. 2 nearly all the caves have developed within these units. Farther north in the sub-tatric units, limestones are intercalated with dolomites and shales, hence the caves are rare and small.

The karst massif of Czerwone Wierchy, east of the Kościeliska Valley (fig. 1) provides the best opportunity for the study of cave development. In this 7 sq. km. limestone range more than 20 km. of cave systems have been explored, including the longest and deepest caves in Poland: the Czarna Cave 6 km. long, the Miętusia Cave 5 km. long, the Zimna Cave 4 km. long, and the Śnieżna Cave 3 km. in length and 640 m. deep. The tracing of the underground water flow shows that nearly all the major caves are connected with the still active master underground system in the Tatras, drained by the Lodowe exurgence situated in the very bottom of the Kościeliska Valley (fig. 1), at an altitude of 985 m. a.s.l.

**HYDROGEOLOGY OF THE TATRA KARST REGION**

The caves are not uniformly distributed within the karst area but grouped in the following regions (fig. 2):

- 1) on the slopes of some valleys,
- 2) in cirques of glacial origin.

Moreover, there is a well marked difference in the cave types of the two groups. Caves belonging to group 1 are horizontal, with one well marked level or two levels connected with the vertical shafts.

Caves of group 2 are predominantly vertical and are regarded as underground meltwater outflows of Pleistocene glaciers.

The gravel composition of the horizontal caves fully resembles that of the surface streams. Therefore, these caves may be regarded as formed by the underground invasion of the surface streams (Rudnicki 1958). Primary structures clearly

indicate that all horizontal caves are formed by water flowing under hydraulic head under tube-full conditions. This justifies a suggestion that horizontal Tatra caves had been formed below the water table in the phreatic zone. Cave levels were interpreted as differing in age and formed in the period of stability of the water table controlled by the master valley of the karst region (Rudnicki 1958). This conception was expanded and applied to all the Tatra caves by Z. Wójcik (1960, 1966).

During the last few years more detailed studies have been carried out with the object of solving recent hydrogeological and hydrochemical problems in the Tatra karst regions (Dąbrowski 1961, 1962, 1964, 1967). They reliably suggest the rejection of the theory of the presence within the Tatra karst regions of a recent water table. All underground streams are highly independent one from the other and they form single-branchwork systems. More detailed information on recent underground karst streams in the Tatras are given in T. Dąbrowski's paper (1967).

The Śnieżna Cave was discovered in 1959. Its entrance is situated on the side of a Pleistocene glacial cirque at 1,700 m.a.s.l. At a depth of 300 m. (1,400 m. a.s.l.) an underground stream (10 l/sec in the dry season) flows from the un-explored dome-pit. The course of this stream has been explored 640 m. from the entrance (1,060 m. a.s.l.) where it reaches the terminal siphon. The colouring test has established that the water flows out in the Lodowe exurgence after 7 days underground flow (4.5 km. WNW in a straight line from the siphon). An examination of the cave features shows that in spite of the vertical development of the cave, the main galleries were formed by efforation under tube-full conditions. Moreover, a very recent mud cover, with fresh plant detritus, shows that the lower part of the cave, up to 1,200 m. a.s.l., is being periodically filled with water, undoubtedly during the wet periods when the cave is inaccessible. During these wet periods, the discharge of the Lodowe exurgence attains its maximum (about 5 m<sup>3</sup>/sec.).

Many young vertical caves connected with glacial erosional forms were recently explored. All of them bear distinct features of formation under tube-full conditions. This shows that quite recently nearly all the major Tatra caves were filled with water regardless of their altitude above the valley floor. A situation of this kind may occur only when caves are regarded as individual branchwork systems, that is when hydraulic laws of flow in single tubes may be applied, as was suggested by O. Lehmann (1932). In turbulent motion, the hydraulic head increases proportionally to the square of velocity and to the discharge (when the flow occurs under tube-full conditions). Therefore, the double increase in the recent maximum of water flow through the system results in the rising of the piezometric surface up to 800 m. in the uppermost part of the system, that is nearly to the summit of the range (fig. 12).

#### INITIATION OF CAVE SYSTEMS

It is obvious that in a given geological and morphological situation caves develop within certain zones especially favourable to their formation. In the writer's opinion special attention should be paid to the circumstances prevailing at the time of cave initiation. Unfortunately, the study of the cave systems in their initial stage is hardly possible. It seems possible, however, to answer some of these questions on theoretical ground.

What are the factors controlling the evolution of a cave system in its initial stage? Which of the multiple existing passageways will be preferred, and will lead to the formation of a cave system?

We have to take into account climatic, petrographic, structural and morphological factors, and to see how they will influence the initial underground flow.

The ability to enlarge the conduit — in result of dissolution — leads to the transition of the initial tectonic fissures into a real cave system. This means that water aggressivity is a pre-requisite for initial development, but it does not mean that the chemical properties of water over-rule the initiation processes. Dissolution proceeds during underground flow and — as is known from many experiments — aggressivity diminishes progressively to the square of the time. In result of long flow, water may become fully saturated with  $\text{CaCO}_3$  and further enlargement of the passageway is stopped. Experimental data, although they were obtained under conditions not completely corresponding with those in nature, show that water loses most of its dissolving capacity during the first few days (55% in about 30 hours A. Mitchell 1926; 85 % in about 10 hours, J. P. Miller 1952). The results of experiments carried out under varying conditions of  $\text{CO}_2$  pressure did not show much difference as to the time of solution. It seems probable that  $\text{CO}_2$  pressure controls mainly the quantity of the dissolved matter but has little influence on the time required for dissolution. The experiments were carried out when the solvent was still in motion and  $\text{CaCO}_3$  was powdered, hence when the time of dissolution is the shortest possible under the given conditions. Under natural conditions not all the volume of the solvent is in a steady contact with the limestone walls of a fissure. In order to avoid a misunderstanding it is useful to distinguish the increase in the amount of dissolved matter in the solvent during a given time ( $v_r$  — unit of mass/unit of volume/unit of time) from the loss of the mass of limestone ( $v_k$  — unit of mass/unit of area unit of time). The loss of the mass of limestone depends on the petrographic properties and is directly proportional to the water aggressivity, while the rate of the increase in water hardness is strongly influenced by the ratio of the solvent volume to the wetted limestone surface. For the flow in tubes this may be expressed by the formula:

$$v_r = \frac{2 \pi r}{\pi r^2} v_k = \frac{2}{r} v_k$$

thus, when the conduit radius is greater,  $v_r$  diminishes and a longer time is needed for saturation of water. This is one of the main causes of the greater hardness of water flowing in narrow fissures, as compared with that flowing in large conduits. Primary structural fissures are narrow and water may be saturated within a few days. If it is to cause rapid evolution the dissolutorial enlargement of the underground system has to be as great and uniform as possible throughout the length of the system. This may be realised when the velocity of flow is high and reduces the time of flow within the system. Thus, when, the length of the initial systems are equal, that with highest water velocity will evolve most rapidly.

The velocity of flow may be determined for the laminar flow conditions by the Poiseuille formula:

$$v \text{ cm/sec} = \frac{P r^3}{S 32 \eta} \quad (\text{for tubes})$$

$$v \text{ cm/sec} = \frac{P D^2}{S 12 \eta} \quad (\text{for fissures})$$

where:

D — width of fissure

r — radius of conduit

P — pressure (dynes)  $\text{cm}^2$

S — length of conduit

$\eta$  — coefficient of kinematic viscosity

The kinematic viscosity coefficient does not vary much, hence velocity increases:

1 — in proportion to the third power of the conduit radius or to the square of the width of the fissure,

2 — proportionally to the P/S i.e. to the hydraulic gradient.

From the above it is obvious that the width of the conduit is the decisive factor determining the flow velocity. But one wide fissure can hardly determine the whole length of the system, more often many fissures are involved in an underground flow system so that the mean diameters of the various passageways are more or less equal. When it is so the hydraulic radius becomes the predominant factor in the development of the system. The hydraulic gradient is proportional to the difference in altitude between the uppermost and the lowermost points of the system. In other words this is the way morphological conditions control the initiation of the system. The development of underground systems in connection with the knick-point recession is a good example of the morphological control (fig. 14).

#### DEVELOPMENT OF CAVES IN THE NEIGHBOURHOOD OF THE KÓSCIELISKA VALLEY

Two distinct levels of caves are visible in the Organy massif (fig. 13), one 200 to 220 m. above the flat recent floor of the Kościeliska Valley, the other about 100 m. above the valley floor. In the Zimna Cave both levels are present, connected by a series of dome-pits and chimneys (fig. 16). In the upper level there are peculiar forms of „corkscrew” chimneys. These tortuous narrow conduits (about 1 m. in diameter) are the only connection between the two parts of the main gallery, avoiding the completely filled in syphon. Scallops (small forms) on corkscrew-chimney walls show much higher water velocity than that in the main gallery (large forms). This is obvious when the same quantity of water must pass through both conduits. It means that corkscrew-chimneys developed after the main gallery syphon had been filled with coarse deposits, but still under tube-full conditions. Two phases of evolution may be recognised: 1) dissolutorial development of the main gallery under conditions of long-lasting but slow water flow, 2) rapid increase in flow velocity to the point when transportation of detritus grains begins. A rapid increase in the velocity of water flowage under hydraulic conditions is possible only when the hydraulic head increases. In the case of a karst system this can be realised by an increase in the difference in altitude of the swallow-holes and that of the resurgence. According to the geological situation the swallow-holes of the Zimna Cave system were limited from the upper part of the valley by impervious nonkarstic marls (fig. 1 and 16). Thus, the increase in the difference of altitude might occur only owing to the lowering of the outflow. The lower level of the Zimna Cave and the 100 m. deep pits reliably indicate these suppositions. This means that during the history of the evolution of the Kościeliska Valley there was a period of rapid changes in the longitudinal gradient when the northern part of the valley was lowered about 100 m., as compared with its most southern part. The erosion of soft marls of which the northern part of the Kościeliska Valley is built may be most readily explained by a tectonic uplift. A Pliocene uplift of this magnitude has been reported throughout the Carpathians (Klimaszewski 1948). Such an interpretation fully coincides with theoretical views. An increase in altitude between the extreme points of the underground systems causes an increase in the hydraulic gradient, and this strongly accelerates the velocity of the underground flow and the rate of the corrosion processes. We have here an example of the situation when the knick-point

is formed in result of a tectonic uplift, and this disturbance in the valley profile results in a rapid development of the underground system. The recession of the knick-point beyond the impervious marls of the Hala Pisana terminated the stage of active subvalley flow in the Zimna Cave (fig. 17), and thereafter (Upper Pliocene) the cave was filled with water only during the final stages of the Tatra glaciations. At that time, in the Zimna Cave and in nearly all the other caves of the said area, sand and mud covers were deposited. One series of old dripstone (Eemian?) is recognisable.

A minor and very recent uplift of 20 m. amplitude has been observed in the Kościeliska Valley, the corresponding knick-point recession reaching one part of the valley just south of the Pisana Hala. The Pisana Cave represents a system now under development (fig. 15), and the inflow ability of the swallow-holes diminishes up the valley (Dąbrowski 1967).

*Laboratory of Quaternary Geology  
Institute of Geological Sciences  
Polish Academy of Sciences  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 6  
Warsaw, April 1966*

---

OBJAŚNIENIA DO PŁANSZ I—III  
DESCRIPTION OF PLATES I—III

PL. I

Fig. 1

Górne piętro Jaskini Zimnej. Żwiry przykryte polewą naciekową

*Fot. M. Pulina*

Upper level of Zimna Cave. Gravel deposits overlain by flow stone

Fig. 2

Jaskinia Naciekowa. Stara formacja naciekowa

*Fot. Z. Wójcik*

Naciekowa Cave. Old dripstone formation

PL. II

Fig. 1

Jaskinia Miętusia. Żwiry granitowe w głównym ciągu jaskini (odcinek C). Formy zagłębień wirowych widoczne na ścianie po prawej stronie wskazują kierunek przepływu wody (od prawej ku lewej)

*Fot. J. Grodzicki*

Miętuska Cave. Granitic gravels in the main cave gallery. On the right wall the scallops indicate ancient right to left flow direction

Fig. 2

Jaskinia Miętusia. Żwiry granitowe, złożone w rozszerzonym odcinku korytarza

*Fot. J. Grodzicki*

Miętuska Cave. Gravels in main gallery

PL. III

Fig. 1

Jaskinia Czarna. Brekcja okruchowa z rejonu Komina Węgierskiego

*Fot. J. Rudnicki*

Czarna Cave. Cemented debris breccia

Fig. 2

Jaskinia Miętusia. Marmit w głównym ciągu jaskini (odcinek C)

*Fot. J. Grodzicki*

Miętusia Cave. Eddy pothole in the main gallery

---





Fig. 1

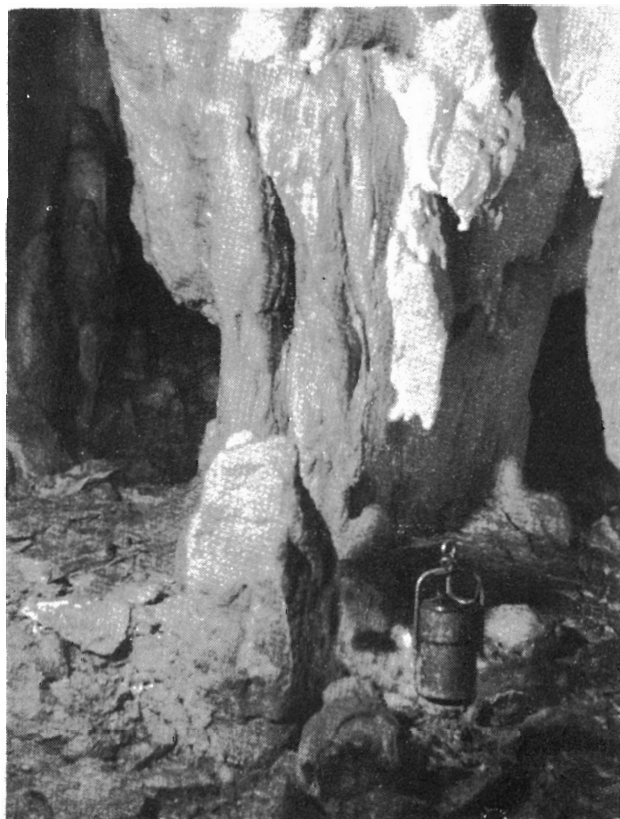


Fig. 2

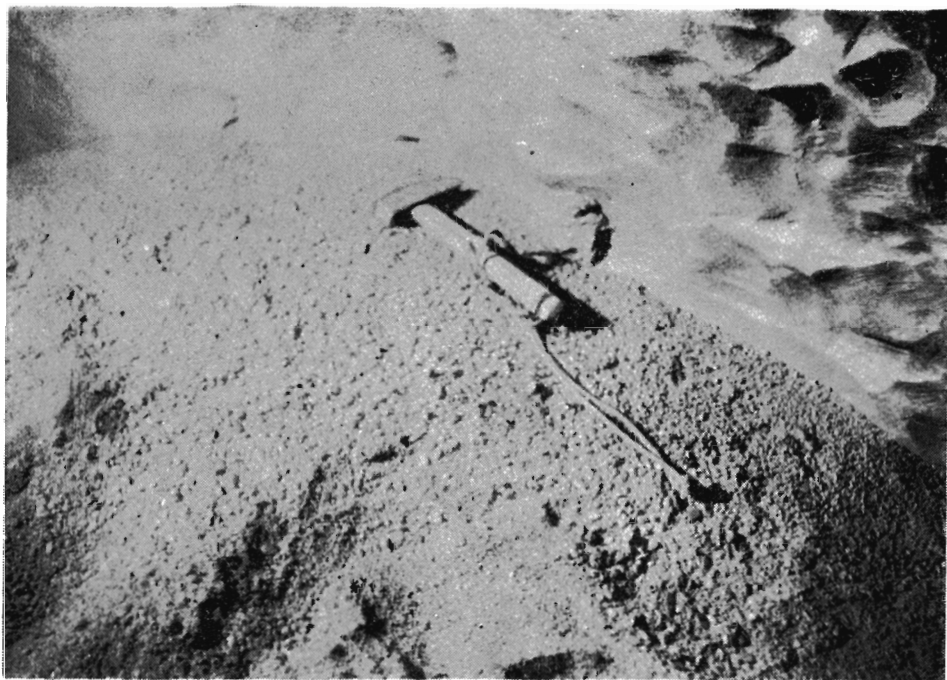


Fig. 1



Fig. 2

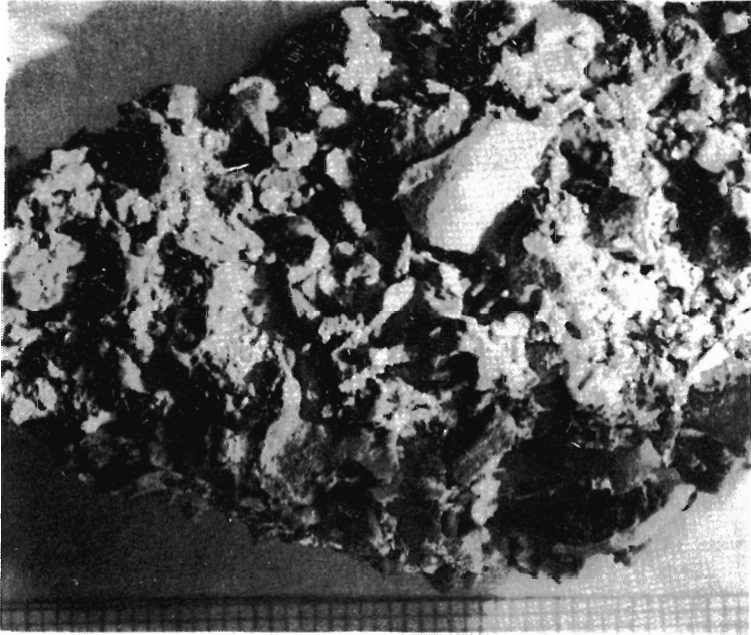


Fig. 1

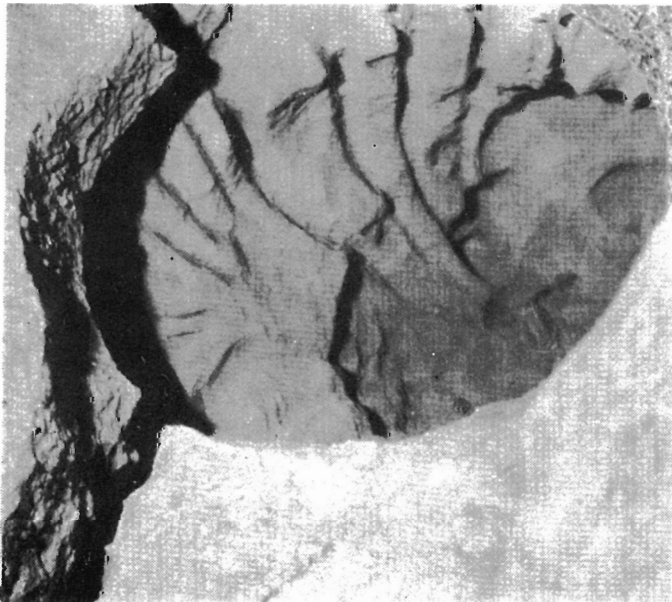


Fig. 2