i speleologia

Kras i speleologia

tom 6(XV)

PRACE NAUKOWE UNIWERSYTETU ŚLĄSKIEGO W KATOWICACH NR 1060



Kras i speleologia tom 6(XV)

REDAGUJE ZESPÓŁ (EDITORIAL BOARD): STANISŁAW DŻUŁYŃSKI, JERZY GŁAZEK, RYSZARD GRADZIŃSKI. ALFRED JAHN (Przewodniczacy - President), VLADIMIR PANOŠ, MARIAN PULINA, JAN RUDNICKI

RECENZENCI (REVIEWERS): JERZY GŁAZEK, ANDRZEJ KOSTRZEWSKI, VLADIMIR PANOŠ

REDAKTOR SERII (EDITOR OF THE SERIES): GEOGRAFIA (GEOGRAPHY) JAN TREMBACZOWSKI

REDAKTOR NAUKOWY (SCIENTIFIC EDITOR): MARIAN PULINA

Adres wymiany (Adress for exchange): UNIWERSYTET ŚLĄSKI KATEDRA GEOMORFOLOGII KRASU ul. Mielczarskiego 60 PL 41-200 SOSNOWIEC, Poland

> Copyright (C) 1989 by Uniwersytet Sląski Wszelkie prawa zastrzeżone

Projekt okładki i strony tytułowej GERARD LABUS

Redaktor WIESŁAWA PISKOR

Redaktor techniczny LECH DOBRZAŃSKI

Korektor LIDIA SZUMIGAŁA Wydawca (Editor) UNIWERSYTET ŚLĄSKI ul. Bankowa 14, 40-007 Katowice

Wydanie I. Nakład: 650+38 egz.+25 nadb. Ark. druk. 5,25. Ark. wyd. 11,5. Oddano do drukarni w czerwcu 1989 r. Skład rozpoczęto w czerwcu 1989 r. Podpisano do druku i druk ukończono w grudniu 1989 r. Papier kl. III, 80 g, 70×100. Zam. 477/89

Cena zł 800.-

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

> ISSN 0208-6336 ISSN 0137-5482

Spis rzeczy

Zbigniew WILK, Tadeusz KAWALEC, Jacek MOTYKA	
Krystyna ZUBER: Wpływ form krasowych na ukształ-	
towanie pola hydrodynamicznego w otaczających ska-	
łach	7
Andrzej TYC: Współczesne procesy krasowe w strefie od-	
działywania kopalń olkuskiego okręgu rudnego . 🛛 .	23
Marian PULINA, Igor POSTNOV: Kras gipsowy w północ-	
n o-zachodniej części Z iemi N orde ns kiolda — Zachodni	
Spitsbergen	40
Leszek LINDNER, Piotr KŁYSZ: Powierzchniowe formy	
krasowe na południowym zboczu Stupryggen (Sörkapp	
Land, Spitsbergen)	58
Wojciech PUCHEJDA: Geneza Jaskini w Trzech Kopcach	
w Beskidzie Śląskim	66
Helena HERCMAN: Z geologii Jaskini Magurskiej w Ta-	
trach	79

Contents

Zbigniew WILK, Tadeusz KAWALEC, Jacek MOTYKA	
Krystyna ZUBER: Influence of karst passages upon	
the piezometric surface of the surrounding aquifer .	'7
Andrzej TYC: Contemporary karst processes in the zone	
of influence of the lead and zinc mines in the Olkusz	
Region	2 3
Marian PULINA, Igor POSTNOV: Gypsym karst in the	
NW part of the Nordenskiold Land — West Spits-	
bergen	40
Leszek LINDNER, Piotr KŁYSZ: Surface karst features at	
a southern slope of Stupryggen (Sörkapp Land, Spits-	
be rgen)	58
Wojciech PUCHEJDA: Origin of the cave in Trzy Kopce	
in the Silesian Beskidy Mts	66
Helena HERCMAN: On the geology of the Magurska Cave	
(the High Tatra Mts., Southern Poland)	79

5

Tables des Matieres

	Zbigniew WILK, Tadeusz KAWALEC, Jacek MOTYKA
	Krystyna ZUBER: Influence du système karstique sur
7	la surface piézomètrique de l'aquifère
	Andrzej TYC: Les processus karstiques récents dans la zone
2 3	d'influence des mines de minerais de la région d'Olkusz
	Marian PULINA, Igor POSTNOV: Karst gypseux dans la
	partie N-W de de la Terre Nordenskiold — Spitsberg
40	Occidental
	Leszek LINDNER, Piotr KŁYSZ: Les formes karstiques sur
	le versant méridional de Stupryggen (Sörkapp Land,
58	Spitsberg)
	Wojciech PUCHEJDA: Génèse de la Grotte à Trzy Kopce
66	dans les Beskides de Silésie
	Helena HERCMAN: La géologie de la Grotte Magurska
79	dans les Tatras

Zbigniew Wilk Tadeusz Kawalec Jacek Motyka Krystyna Zuber*

Wpływ form krasowych na ukształtowanie pola hydrodynamicznego w otaczających skałach

Treść: W pracy podano i przedyskutowano dwa, udokumentowane wierceniami i zilustrowane mapami hydroizohips, przykłady anomalnego układu piezometrycznego zwierciadła wody w krasowo-szczelinowym triasowym pietrze wodonośnym z okolic Olkusza i Zawiercia. Na podstawie szczegółowej analizy profilów i przebiegu wierceń o zagęszczeniu około 30 otworów na 1 km² wykazano obecność licznych pustek krasowych i systemów kanałów, a także zapadlisk na powierzchni stropu wapienia muszlowego, przykrytej osadami kajpru i jury. Wysunieto i uzasadniono tezę, że szczególny układ pola hydrodynamicznego w triasie badanych okolic wiąże się z systemami kanałów krasowych, charakteryzujących się intensywnym przepływem wód podziemnych i wytwarzających depresję hydrogeologiczną w otaczających je skałach.

Wstęp

Wzmożone zainteresowanie hydrogeologów olkusko-zawierciańskim rejonem rudonośnym datuje się od przeszło dwudziestu lat, tzn. od czasu rozpoczęcia systematycznych badań i prac wiertniczych w celu udokumentowania zasobów złóż rud cynku i ołowiu. Z krasowo-szczelinowym charakterem utworów wapienia muszlowego, wśród których te rudy występują, od dawien dawna nieodłacznie była związana konieczność pokonywania nagłych wdarć wody, które niejednokrotnie uniemożliwiały prowadzenie robót górniczych. Również współcześnie zjawiska te utrudniają udostepnianie nowych złóż, a konieczność prognozowania i zwalczania trudnych do przewidzenia wzmożonych wypływów wody powiększa koszty geologicznego rozpoznawania i eksploatacji zasobów rudy.

Znaczenie znajomości krasu w rozwiązywaniu wodnych problemów górnictwa tego doceniono reionu stosunkowo niedawno (Wilk, Zimny, 1973). Ostatnio świadomość niezbędności poprawy tej znajomości wzrosła m.in. w związku z nasileniem się procesów powstawania nieciągłych deformacji powierzchni terenu i lejów zapadliskowych, położonych w znacznych nieraz odległościach od czynnych kopalń. Zjawiska te przypisuje się wtórnym procesom oczyszczania komi-' nów, studni i innych form krasowych pod wpływem drenującej działalności kopalń.

Doceniając znaczenie rozpoznania krasu w rozwiązywaniu różnych praktycznych zagadnień na obszarze objętym zainteresowaniami górnictwa rud, w Instytucie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH w Krakowie podjęto systematyczne badania krasu w węglanowych osadach triasu tamtego rejonu. Prowadzi się je w ścisłej współpracy z Kombinatem Górniczo-Hutniczym Cynku i Ołowiu "Bolesław" w Bukownie koło Olkusza oraz z Kombinatem Geologicznym "Południe" — Oddział w Krakowie. Aktualnie prowadzone są badania struktury hydraulicznej skrasowiałych osadów wapienia muszlo-

⁹ Zbigniew Wilk, Jacek Motyka, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Tadeusz Kawalec, Krystyna Zuber, Kombinat Geologiczny "Południe", Zakład Badań Geologicznych w Krakowie, Al. Kijowska 6, 30-079 Kraków

wego i retu, oparte na bezpośrednich pomiarach szczelin i kanałów krasowych oraz szczegółowej analizie wyników bardzo licznych wierceń. Trzeba bowiem nadmienić, że w latach 1955–1980 w rejonie olkusko-zawierciańskim wykonano kilka tysięcy otworów wiertniczych w celu poszukiwań i rozpoznania rud.

Przykładem przydatności takiej analizy są rezultaty przedstawione w niniejszej pracy, której głównym celem jest wyjaśnienie anomalnego, nieregularnego układu pola hydrodynamicznego w utworach triasu na wschód od Pomorzan w olkuskim rejonie kopalnictwa rud oraz w okolicy Gołuchowic w rejonie zawierciańskim. Anomalię koło Pomorzan J. Motyka, M. Nieć i Z. Wilk (1978) wiązali z hipotetycznym systemem kanałów krasowych. Wyniki kontrolnych badań modelowych (Haładus i in., 1978) potwierdziły hipotezę o istnieniu jakiegoś systemu drenażowego, jakkolwiek nie stwierdzono, czy wspomniana anomalia jest spowodowana drenującą działalnością rozwiniętej



Ryc. 1. Powierzchnia piezometrycznego zwierciadła wody w triasowym piętrze wodonośnym w okolicy Pomorzan:

1 — wapień muszlowy, 2 — kajper, 3 — jura środkowa i górna, 4 — uskok, 5 — linie ekwipotencjalne pola hydrodynamicznego (w m n.p.m.), 6 — przebieg podziemnych kanałów Sztolni Ponikowskiej (wg B. Jasińskiego, 1884), 7 — otwór wiertniczy, w którym pomierzono stan zwierciadła wody, 8 — piezometr zafiltrowany w osadach triasu, 9 — kierunek przepływu wód podziemnych, 10 — linia przekrojowa

Fig. 1. Piezometric surface of the Triassic aquifer (vicinity of Pomorzany): 1 - Muschelkalk, 2 - Keuper, 3 - Upper and Middle Jurassic, <math>4 - tectonic fault, 5 - piezometric contour, 6 - course of the Ponikowska draining-tunnel, 7 - water-table observation well, 8 - piezometers screened in the Triassic, 9 - direction of ground-water flow, 10 - cross-section line





Ryc. 2. Przekroje geologiczne:

1 – dewon, 2 – karbon, 3 – perm, 4 – pstry piaskowiec, 5 – wapień muszlowy, 6 – kajper, 7 – jura,
 8 – czwartorzęd, 9 – otwór wiertniczy, 10 – poziom wylotu Sztolni Ponikowskiej

Fig. 2. Geologic cross-sections:

1 — Devonian, 2 — Carboniferous, 3 — Permian, 4 — Bunter Sandstone, 5 — Muschelkalk, 6 — Keuper, 7 — Jurassic, 8 — Quaternary, 9 — bore-hole, 10 — level of the outlet of the Ponikowska draining-tunnel

sieci kanałów krasowych, czy też pobliskiej Sztolni Ponikowskiej.

Autorzy niniejszej pracy uważają, że przedstawione rezultaty badań mają ogólniejsze znaczenie, ponieważ wzbogacają dotychczasową metodykę interpretacji wyników wierceń pod kątem rozpoznania form krasowych, dzięki czemu wyniki te mogą być pełniej wykorzystane do rozwiązania zagadnień, w których problematyka krasu odgrywa pierwszoplanową rolę.

Zjawiska krasowe w utworach wapienia muszlowego

W okolicy Pomorzan na powierzchni lub pod cienką pokrywą osadów czwartorzędowych występują węglanowe i klastyczne osady jury górnej i środkowej (ryc. 1). Utwory jurajskie są podścielone ilastymi osadami kajpru (ryc. 2), leżącymi na dolomitowo-wapiennych skałach wapienia muszlowego. Granica między osadami kajpru i wapienia muszlowego ma charakter erozyjny i dlatego powierzchnia stropu utworów triasu środkowego jest bardzo urozmaicona (ryc. 3).

Tektonika płyty mezozoicznej na badanym obszarze nie jest zbyt skomplikowana. Występują tu dwa uskoki (ryc. 3), z których południowy jest znany jako uskok Pomorzan (Wilk i in., 1977). Zaznaczają się też bardzo płaskie struktury fałdowe, opisane wcześniej przez A. Tokarskiego (1962).

Różnorodne formy krasowe w węglanowych osadach triasu okolic Pomorzan zostały opisane przez M. Sass-Gustkiewicz (1971, 1974) w pracach omawiających budowę i genezę złóż rud cynkowo-ołowiowych, przez Z. Wilka i in. (1971, 1973, 1977b) w pracach dotyczących hydrogeologii olkuskiego rejonu kopalnictwa rud oraz I. Lipiarskiego (1971) w dyskusji nad pochodzeniem materii węglistej spotykanej pośród wapieni i dolomitów wapienia muszlowego. Wszystkie te opisy były oparte na bezpośrednich obserwacjach w wyrobiskach kopalń rud cynku i ołowiu.

Na badanym obszarze, położonym na wschód ani też sztuczne odsłonięcia węglanowych od Olkusza, nie występują ani naturalne,



) 0,5 1km

Ryc. 3. Mapa strukturalna stropu osadów wapienia muszlowego: 1 — regionalne obniżenie morfologiczne, 2 — zasięg utworów kajpru, 3 — izolinia wysokości stropu osa dów wapienia muszlowego (w m n.p.m), 4 — lejkowate zaglębienia, 5 — uskok. 6 — przebieg Sztoini Ponikowskiej (wg B. Jasińskiego, 1884), 7 — otwór, w którym natrafiono na otwarte kanały kra-

Fig. 3. Structural map of top-surface of the Muschelkalk:

1 — regional depression of the top-surface of the Muchelkalk, 2 — extension of the Keuper sediments 3 — contour-line of the top-surface of the Muchel kalk, 4 — cone-shaped depression, 5 — tectonic fault, 6 — course of the Ponikowska draining tunnel (after B. Jasiński, 1884), 7 — bore-hole ir which solution openings were encountered, 8 — bore-hole in which breccia (collapse or tectonic) was encountered

osadów triasu, dlatego charakterystykę form krasowych oparto na wynikach ponad 220 wierceń.

sowe, 8 - otwór, w którym stwierdzono brekcje

W przeważającej większości otworów osady wapienia muszlowego i retu są silnie spękane. W 6 otworach (ryc. 3), na różnych głębokościach nawiercono brekcję złożoną z okruchów dolomitów i wapieni, częściowo wymieszaną z substancją ilastą. W jednym przypadku (otwór we wschodniej części obszaru) przyjęto, że brekcja ta jest związana ze strefą uskoku Pomorzan. Pozostałe brekcje są najprawdopodobniej typu krasowo--zapadliskowego, analogiczne do opisanych przez M. Sass-Gustkiewicz (1974) w kopalni "Olkusz".

Jednym z objawów świadczących o istnieniu pustki w górotworze jest "przepadanie" urządzenia wiercącego, co zdarzyło się w 35 otworach wiertniczych (ryc. 3). W wielu otworach nawiercono pustki na dwóch lub trzech głębokościach. Łącznie natrafiono na 50 pustek. W jednym przypadku, w południowo-zachodniej części obszaru, przypuszczalnie natrafiono wierceniem na odnogę Sztolni Ponikowskiej (ryc. 1, 3). Pozostałe pustki sa pochodzenia krasowego. Najmniejszy wymiar liniowy pustki stwierdzonej w otworze wiertniczym wynosił 0,3 m, największy zaś — 4,5 m. Najczęściej wymiary pustek, mierzone wielkością opadnięcia aparatu wiercącego, mieściły się w przedziale 0,5 m – 1,0 m (ryc. 4A). Warto zwrócić uwage, że w omawianym zbiorze pustek można wyraźnie wyodrębnić dwa podzbiory. Pierwszy z nich, zawierający pustki o wymiarach liniowych do 2 m, to przypuszczalnie kanały poziome lub prawie poziome, drugi zaś, w którym się mieszczą pustki o wymiarach 3,0 m - 4,5 m, być może zawiera w sobie pionowe kanały w rodzaju studni czy kominów krasowych, przeciętych skośnie przez otwory wiertnicze.

Hipsometryczne rozmieszczenie stwierdzonych pustek przedstawiono na ryc. 4B. Wyraźnie widać, że nawiercono je w stumetrowym przedziale głębokości 220 m - 320 m n.p.m. Najwiecej występuje ich na głębokości 270 m-280 m n.p.m. Interesująco przedstawia się położenie pustek względem granicy pomiędzy osadami retu i wapienia muszlowego (ryc. 4C), przewodniej dla studiów tekwiększość tonicznych. Znakomita Dustek stwierdzono w przedziale 30 m-80 m nad stropem retu, tzn. węższym niż w odniesieniu do poziomu morza. Sugeruje to, że część pustek krasowych jest starsza co najmniej od najmłodszej generacji uskoków tektonicznych. Godny odnotowania jest fakt, że wszystkie pustki - z wyjatkiem jednej - stwierdzono w obrębie utworów wapienia muszlowego. Jedną pustkę nawiercono natomiast dokładnie na granicy warstw gogolińskich i osadów retu.

O stopniu zaawansowania procesów krasowych można wnosić pośrednio na podstawie rzeźby powierzchni skał ulegających krasowieniu. Na omawianym obszarze zbadano w tym celu powierzchnię stropu utworów wapienia muszlowego. Podstawą opracowania mapy tej powierzchni (ryc. 3) były profile wykonanych tu wierceń. Pagórkowata rzeźba stropu wapienia muszlowego jest bar-

dzo urozmaicona, jednakże w centralnej cześci badanego terenu da sie zidentyfikować zagłębienie morfologiczne o większym zasiękierunku gu. wydłużone w NWW-SEE, o szerokości 1,5 km - 2,0 km. Omawiana forma morfologiczna pierwszego rzędu ma stosunkowo płaskie dno, na którym występują liczne, bezodpływowe wklesłości o kształcie eliptycznych lejków. Największą tego rodzaju drugorzędną formę morfologiczną stwierdzono w południowo-wschodniej cześci obszaru. Lejek ten jest asymetryczny; jego długość wynosi około 1,5 km, szerokość około 0,7 km, a głębokość względem obszarów sąsiednich - prawie 30 m. Należy podkreślić, że jest



Ryc. 4. Histogramy:

 A – długości odcinków profilów otworów wiertniczych, na których natrafiono na pustkę krasową,
 B – położenia pustek względem poziomu morza,
 C – położenia pustek względem stropu retu

Fig. 4. Histograms:

A — histogram of lenght of empty sections of the bore-hole profiles corresponding to the size of karst-solution openings (vicinity of Pomorzany), B — histogram of the elevation of karst-cavities above sea level, C — histogram of the elevation of karst cavities above the top of the Roethian



Ryc. 5. Ukształtowanie stropu utworów wapienia muszlowego

Fig. 5. Morphology of the top-surface of the Muschelkalk

on przecięty uskokiem Pomorzan. Mniej liczne są niewielkie, izolowane pagórki sterczące z dna scharakteryzowanej formy morfologicznej pierwszego rzędu.

Opisana pokrótce i przedstawiona na mapie (ryc. 3) rzeźba stropu wapienia muszlowego na wschód od Pomorzan jest bardzo podobna do typowej rzeźby krasowej, charakterystycznej dla dojrzałego stadium zaawansowania procesów krasowych przebiegających w klimacie umiarkowanym (Isphording, 1977). Dobrą ilustracją tego stwierdzenia jest przedstawiony na ryc. 5 blokdiagram stropu tej powierzchni. Biorąc pod uwagę liniowe wymiary morfologicznej depresji centralnej, tzn. podstawowe kryterium klasyfikacji powierzchniowych form krasowych (Kunský, 1956; Gvozdeckij, 1972), należy stwierdzić, że ta forma morfologiczna pierwszego rzędu jest kopalnym poljem, na którego dnie występują lejki krasowe oraz sterczą humy, czyli niewielkie ostańce.

Stwierdzenie, iż rzeźba stropu wapienia muszlowego pod osadami kajpru jest w znacznej mierze wynikiem działania procesów krasowych, rzuca pewne światło na wiek tych procesów. Dojrzałe stadium rzeźby krasowej w dolnym kajprze dowodzi, że w tym okresie toczyły się intensywnie procesy krasowe, które być może rozpoczęły się już w najwyższej części górnego wapienia muszlowego. Na poparcie tej tezy można przytoczyć wyniki badań W. Bilana (1976), który stwierdził w rejonie olkuskim hiatus między osadami wapienia muszlowego i kajpru. W długiej historii geologicznej osady wapienia muszlowego mogły podlegać procesom krasowym jeszcze wielokrotnie w późniejepokach geologicznych: szych stad też współczesny obraz krasu w węglanowych osadach wapienia muszlowego oraz retu jest wynikiem nakładania się kolejnych cykli krasotwórczych.

Reasumując wcześniejsze wywody, należy stwierdzić, że ukształtowanie powierzchni stropu osadów wapienia muszlowego w okolicy Pomorzan ma charakter rzeźby krasowej w stadium dojrzałym i pośrednio wskazuje na to, że w masywie węglanowych skał triasowych można się spodziewać rozwiniętej sieci kanałów krasowych i stref brekcji krasowo-zapadliskowych.

W okolicy Gołuchowic pod czwartorzędowymi piaskami, rumoszami lub skałami gliniasto-ilastymi występują bardzo zróżnicowane pod względem litologicznym osady retyko-liasu i kajpru lub wapienno-dolomityczne utwory wapienia muszlowego. Skały mezozoiczne zalegają prawie płasko, zapadając pod niewielkim kątem na północny wschód. Wierceniami udokumentowano 2 uskoki o kierunku NWN-SES oraz 2 prawie do nich prostopadłe, o kierunku SWS-NEN. Amplitudy zrzutu tych uskoków są niewielkie — wynoszą około 10 m — 20 m (ryc. 6).

W omawianym rejonie, na obszarze o powierzchni około 18,5 km² odwiercono ponad 550 otworów, co daje gęstość rozpoznania przeszło 30 wierceń na 1 km². W 28 otworach wiertniczych stwierdzono "przepadanie" narzędzia wiercącego, świadczące o istnieniu pustki w górotworze (ryc. 7). W wielu otworach stwierdzono pustki w 2—5 przedziałach głębokości. Ogółem natrafiono na 46 pustek pochodzenia krasowego, o wymiarach liniowych 0,7 m — 6,2 m. Najczęstszy wymiar nawierconej pustki krasowej mieścił się w przedziale 1,0 m — 1,2 m (ryc. 8A).

Pustki krasowe stwierdzono we wszystkich ogniwach węglanowych osadów triasu. Ich położenie względem poziomu morza przedstawiono na histogramie (ryc. 8B), z którego





Ryc. 6. Powierzchnia piezometryczna zwierciadła wody w utworach triasu w okolicy Gołuchowic:

1 — wapień muszlowy, 2 — kajper i retyko-lias, 3 — uskok, 4 — hydroizohipsy, 5 — cieki powierzchniowe, 6 — kierunki spływu wód podziemnych, 7 — otwór, w którym pomierzono stan zwierciadła wody, 8 — otwór z samowypływem wody z utworów triasu

Fig. 6. Piezometric surface of the Triassic aquifer in the vicinity of Goluchowice: 1 — Triassic covered with Quaternary, 2 — Keuper and Rhaetico-Liassic, 3 — tectonic fault, 4 — piezometric contour, values in meters above sea level, 5 — surface stream, 6 — direction of groundwater flow, 7 — bore-hole in which water-table altitude was measured, 8 — flowing well



Ryc. 7. Rozmieszczenie otworów, w których stwierdzono formy krasowe w utworach triasu w okolicy Gołuchowic:

glębokie, wypełnione formy krasowe na powierzchni i stropie wapienia muszlowego, 2 – otwór, w którym stwierdzono wypełnioną formę krasową, 3 – otwór, w którym stwierdzono pustkę krasową.
 4 – oś i kierunek obniżenia (strzałka) lokalnej pcdstawy drenażu w utworach triasu, 5 – linia przekrojowa; pozostałe objaśnienia jak na ryc. 6

Fig. 7. Distribution of karst forms in the Triassic, vicinity of Goluchowice:

l — deep, filled karst forms on the top-surface of the Muschelkalk, 2 — bore-hole in which filled karst-forms in the Triassic was encountered, 3 — bore-hole in which karst solution — opening was encountered, 4 — axis and direction of inclination (arrow) of the local draining base, 5 — cross-section line; other explanations as in Fig. 6

wynika bardzo wyraźnie, że zdecydowana większość pustek występuje w przedziale wysokości 240 m — 270 m n.p.m., tzn. nieco niżej niż w rejonie Pomorzan (ryc. 4B).

W blisko 60 otworach nawiercono pośród węglanowych skał triasowych brekcje tych skał wymieszanych z iłem lub iły i gliny z okruchami wapieni i dolomitów, a niekiedy z bułami krzemiennymi czy też wkładkami żwirów kwarcowych. Miąższość tych osadów mieściła się w przedziale od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów (ryc. 9). Zdaniem autorów, w większości przypadków brekcje są najprawdopodobniej typu krasowo-zapadliskowego, podobne do opisanych przez M. Sass-Gustkiewiczową w rejonie Olkusza, natomiast pozostałe osady są rezydualnymi lub naniesionymi wypełnieniami pustek krasowych (osady typu rudickiego?; Bosák i in., 1978).

Analiza ukształtowania stropu utworów wapienia muszlowego nie pozwala na wyciągnięcie ogólniejszych wniosków dotyczących kopalnej rzeźby krasowej w centralnej części rejonu Gołuchowic, gdyż osady młodszych ogniw górnego triasu i dolnej jury

zostały na znacznym obszarze usuniete w wyniku erozji. Częściowo zostały także zerodowane węglanowe osady wapienia muszlowego. W 19 otworach wiertniczych stwierdzono anomalnie niskie położenie stropu węglanowych osadów triasu względem sąsiednich obszarów (ryc. 10). W niektórych, sasiadujacych ze sobą otworach różnica położenia stropu tych utworów wynosiła ponad 80 m. Materiał wypełniający te zagłębienia był bardzo różnorodny boq względem litologicznym. Przeważały skały ilaste, obok których występowały także piaski, piaskowce, żwiry kwarcowe, brekcje skał węglanowych oraz wkładki węgli brunatnych (ryc. 9), których obecność wskazuje, że dolna część tych osadów — należy — według podziału J. Znoski (1955) — do warstw blanowickich, tzn. odpowiada środkowej części dolnego liasu.

Geneza omawianych form w stropie wapienia muszlowego nie jest ostatecznie wyjaśniona. W centralnej części obszaru, gdzie występują zagłębienia o niewielkich wymiarach liniowych, można przyjąć, że są to leje krasowo-zapadliskowe wtórnie wypełnione osadami. Podobnego typu formy krasowe w utworach wapienia muszlowego opisali T. Cz. Leśniak (1973) oraz J. Głazek i A. Szynkiewicz (1979).

Dyskusyjna jest geneza waskiego, wydłużonego obniżenia w podłożu kajpru zachodniej części badanego obszaru (ryc. 10). W swojej monografii J. Znosko (1955) wspomina, że żwiry liasowe były odkładane w korytach rzek, płynących generalnie z południa ku północy. Omawiana forma mogłaby być zatem doliną jednej z takich rzek. Co najmniej jeden fakt wskazuje jednak, iż nie jest to dolina rzeczna w ścisłym rozumieniu tego pojęcia; mianowicie linia dna tej formy nie wykazuje na całym rozpoznanym odcinku generalnego kierunku spadku, a w jej środkowej części zaznacza się nawet wyraźny, ponad 20-metrowy próg morfologiczny. Ponadto dolina o głębokości przekraczającej w niektórych miejscach 80 m i jednocześnie o niewielkich wymiarach poprzecznych rzędu 100 m-200 m (ryc. 9) mogłaby powstać m.in. w warunkach bardzo intensywnej erozji, przy dużym nachyleniu dna, czego nie stwierdzono. Przedstawione fakty, a zwłaszcza pierwszy, upoważniają autorów do wysunięcia hipotezy, że omawiana forma utworzyła się w wyniku

procesów krasowych. Możliwe, że jest to kopalna, półślepa dolina krasowa. Przypuszczalnie jednak forma ta powstała wskutek zapadnięcia się ciągu jaskiniowego, rozwiniętego wzdłuż strefy tektonicznej uskoku waryscyjskiego, odnowionego podczas orogenezy alpejskiej. Jeśli wiek najstarszych osadów wypełniających tę formę jest istotnie środkowoliasowy, to należy przyjąć, że zapadanie się jaskiń miało miejsce między schyłkiem kajpru a początkiem liasu, przy czym zapewne nie był to akt jednorazowy. Faza krasowienia osadów wapienia muszlowego przypadałaby zatem na kajper lub najwyższa część wapienia muszlowego, a więc podobnie jak w rejonie Pomorzan.

Powierzchnia piezometryczna zwierciadła wody w utworach triasu

W węglanowych osadach wapienia muszlowego i retu okolicy Pomorzan wykonano w latach 1962—1965 pomiary stanu zwier-



Ryc. 8. Histogramy jak na ryc. 4 dla okolicy Gołuchowic

Fig. 8. Histograms as in Fig. 4 (vicinity of Gołuchowice)

L





0 20 40m

220 · 200 ·



Ryc. 10. Mapa strukturalna spągu utworów kajpru lub retyko-liasu:

1 — izolinie spągu (w m n.p.m.), 2 — wybrany otwór wiertniczy z zaznaczoną rzędną spągu (w m n.p.m.) Fig. 10. Structural map of the bottom surface of the Keuper and Rhaetico-Liassic sediments:

1 - contour-line, 2 - bore-hole site and elevation of the bottom of Keuper of Rhaetico-Liassic in meters above sea level

ciadła wody w ponad 60 otworach wiertniczych, wśród których było kilka piezometrów. Na podstawie wyników tych pomiarów opracowano mapę piezometrycznego zwierciadła wody triasowego piętra wodonośnego na wschód od Pomorzan (ryc. 1). Powierzchnia ta była bardzo nieregularna. W centralnej części obszaru wyraźnie uwidaczniała się wydłużona, wąska strefa drenażu o kierunku wschód — zachód. Druga tego typu strefa występowała w północno-zachodniej części obszaru. Zasilanie rozpatrywanego obszaru

Ryc. 9. Przekroje geologiczne przez głębokie obniżenia morfologiczne na pogrzebanej powierzchni wapienia muszlowego:

dolny i środkowy pstry piaskowiec: 1 — iły, iłowce; ret: 2 — iłowce, 3 — gipsy, 4 — margle, 5 — dolomity; wapień muszlowy: 6 — wapienie i dolomity, 7 — brekcje krasowo-zapadliskowe; Lias: 8 — piaskowce, 9 — żwiry kwarcowe, 10 — węgiel brunatny, 11 — iły; czwartorzęd: 12 — rumosz, 13 — piasek, 14 — glina; 15 — otwór wiertniczy

Fig. 9 Geologic cross-sections of deep karst-oryginated morphologic depressions on the top-surface of the Muschelkalk:

Lower and Middle Bunter Sandstone: 1 — clays and claystones; Rhoetian: 2 — claystones, 3 — gypsum, 4 — marls, 5 — dolomites; Muschelkalk; 6 — limestones and dolomites, 7 — karst collapse breccia; Liassic: 8 — sandstones, 9 — quartz gravels, 10 — lignite, 11 — clays; Quaternary: 12 — debris, 13 — sands, 14 — loams; 15 — bore-hole

2 Kras i speleologia

odbywa się z kierunku południowo-wschodniego, gdzie — według Z. Wilka i J. Motyki (1977) — węglanowe osady triasu łączą się skośnie z wodonośnymi osadami dewońskimi. W tej części terenu zwierciadło wody w triasie stabilizowało się najwyżej.

Autorzy niniejszej pracy uważają, że obserwowane nieregularności pola hydrodynamicznego są związane przede wszystkim z niejednorodnością wewnętrznej struktury hydraulicznej węglanowych skał triasowych. Fakt, że wspomniana wcześniej strefa drenażu przecina uskok Pomorzan (ryc. 1), pozwala wykluczyć wpływ tej dyslokacji na ukształtowanie omawianej powierzchni piezometrycznej zwierciadła wody w utworach triasu. Niewątpliwy wpływ na jej ukształtowanie miała natomiast drenująca działalność Sztolni Ponikowskiej. Z tego też powodu wyrobisku temu poświęcono więcej uwagi w dalszej części artykułu.

Pomiary stanu zwierciadła w utworach triasu rejonu Gołuchowic wykonano w przeszło 80 otworach, odwierconych w latach 1974-1978. Wyniki tych pomiarów wykorzystano do opracowania mapy pola hydrodynamicznego triasowego piętra wodonośnego (ryc. 7). Układ omawianego pola jest dość złożony. W centralnej części obszaru piezometryczne zwierciadło wody w utworach triasu stabilizowało się najwyżej, tzn. na rzędnej powyżej 305 m n.p.m., skąd woda podziemna odpływała w dwóch generalnych kierunkach: na północny zachód i południowy wschód, ku ciekom powierzchniowym. Oprócz generalnych kierunków przepływu wyraźnie zaznaczają się lokalne, uprzywilejowane drogi krążenia wód podziemnych w utworach triasu w północno-zachodniej i południowo-wschodniej części obszaru, gdzie układ pola hydrodynamicznego nawiązuje w niewielkim stopniu do rozwiniętej sieci hydrograficznej na powierzchni terenu.

Przyczyny stwierdzonych nieregularności powierzchni piezometrycznej zwierciadła wody w utworach triasu

Rola form krasowych w kształtowaniu pola hydrodynamicznego jest różna w zależności od tego, czy są to otwarte kanały, czy też wypełnione formy krasowe. W przypadku tych ostatnich zasadnicze znaczenie ma wodoprzepuszczalność wypełniających je osadów. Otwarte kanały krasowe, charakteryzujące się znikomymi oporami hydraulicznymi w stosunku do pustek innego rodzaju, ułatwiają przepływ wody podziemnej. Rozwinięte ciągi kanałów krasowych mogą się stać lokalną podstawą drenażu we freatycznej strefie krążenia wód podziemnych.

Formy krasowe wypełnione osadami gruboziarnistymi mogą być również uprzewilejowanymi drogami krążenia wód podziemnych. Jeżeli jednak materiałem wypełniającym pustki krasowe są osady ilaste, to utrudniają one przepływ wód podziemnych i pogarszają przewodnictwo hydrauliczne skały macierzystej. Jeśli tego rodzaju formy mają duże wymiary liniowe, to mogą one być barierami, w znacznej mierze utrudniającymi przepływ wód w kierunku poprzecznym do ich osi.

Autorzy wysuwają tezę, że przyczyną istnienia stwierdzonych nieregularności pola hydrodynamicznego w węglanowych utworach triasu okolicy Pomorzan (ryc. 1) jest istnienie systemów hydraulicznych o niewielkich oporach przepływu w badanym masywie skalnym. Systemy te można podzielić na naturalne i sztuczne. Naturalne pustki krasowe oraz strefy brekcji krasowo-zapadliskowych, stwierdzone w otworach wiertniczych, zostały już omówione. Krótkiego opisu wymaga natomiast sztuczny system hydrauliczny, jakim jest Sztolnia Ponikowska wraz z odnogami (ryc. 1, 3).

Zgodnie z informacjami podanymi przez B. Jasińskiego (1884), budowe Sztolni Ponikowskiej rozpoczęto w 1564 roku za żupnictwa Josta Ludwika Dyca i pod kierunkiem Jana Fajgla w celu częściowego odwodnienia złóż galeny srebronośnej. W drugiej połowie XVII stulecia, w wyniku wojen polsko--szwedzkich oraz zarazy, która nawiedziła okolice Olkusza, nastąpił upadek górnictwa olkuskiego (Staszic, reed. 1955). Wskutek braku zabiegów konserwatorskich w wielu miejscach zapadł się strop starej Sztolni Ponikowskiej, Z końcem XIX wieku, kiedy wzrosło zainteresowanie olkuskimi kruszcami cynku i ołowiu, podjęto próbę odnowienia dawnej Sztolni Ponikowskiej. Przebieg Sztolni Ponikowskiej został przeniesiony na mapy zamieszczone w niniejszym artykule

z cytowanej pracy B. Jasińskiego (1884). W. Żukowski (1946) podaje, że wylot omawianej sztolni znajdował się na poziomie +313,5 m np.m. oraz że wznosiła się ona na rzędną +315 m n.p.m. Dlatego też wydaje się bardzo prawdopodobne, że wspomniany już wcześniej otwór wiertniczy w południowo-zachodniej części badanego obszaru natrafił na północno-wschodnią odnogę tej sztolni (ryc. 3).

Przepływ wody w podziemnej części Sztolni Ponikowskiej nie jest znany. W 1964 roku wykonano pomiar przepływu przy wypływie wody ze sztolni do kanału powierzchniowego (Z u b e r, 1964). Natężenie przepływu w tym przekroju hydrometrycznym było równe 3 m³/min. W 1974 roku, wskutek obniżenia zwierciadła wody pod wpływem odwadniania wyrobisk kopalni "Pomorzany" ustał wypływ wody ze Sztolni Ponikowskiej.

Przedstawione dane dotyczące Sztolni Ponikowskiej mogłyby skłaniać do przyjęcia hipotezy, iż obserwowany układ pola hydrodynamicznego (ryc. 1) w utworach triasu jest wynikiem jej drenującej działalności. Autorzy uważają jednak, że zasadniczą rolę w ukształtowaniu omawianej powierzchni piezometrycznej w badanym obszarze odegrała sieć kanałów krasowych i strefy brekcji krasowo-zapadliskowych, czyli pustek o niewielkich oporach hydraulicznych, a Sztolnia Ponikowska miała znaczenie drugorzędne.

W rozpatrywanym terenie zasilanie triasowego piętra wodonośnego odbywa się w jego południowo-wschodniej części, gdzie łączy się ono skośnie z wodonośnymi osadami dewonu (Wilk, Motyka, 1977). Wody podziemne, przewodzone kanałami krasowymi i szczelinami, płyną w kierunku zachodnim ku pogrzebanej dolinie Przemszy, wypełnionej głównie piaskami średnioziarnistymi i rumoszami (Kozioł, 1952). Możliwość odbioru wody przez tę formę erozyjną jest na tyle duża, że mógł się zaznaczyć wpływ przepływu w kanałach krasowych na ukształtowanie pola hydrodynamicznego w węglanowych osadach triasu. Na podstawie kontrolnych badań analogowych (Haładus, i in., 1978) stwierdzono, że w warunkach ustalonych przez tę uprzywilejowaną strefę o malych oporach hydraulicznych przepływało około 25 m³/min. Z faktu, że w rozpatrywanym okresie przepływ Sztolnią Ponikowską wynosił około 3 m³/min, wynika, iż wpływ tego wyrobiska na kształt pola hydrodynamicznego, obserwowanego przed budową kopalni "Pomorzany", jakkolwiek widoczny, nie jest decydujący. Przypuszczalnie drenaż Sztolni Ponikowskiej przyczynił się nieznacznie do zmiany pierwotnego kierunku strumienia wód podziemnych w weglanowych osadach triasu. Główną rolę w kształtowaniu badanego pola hydrodynamicznego odgrywał zatem odpływ wody rozwinieta siecia kanałów krasowych w centralnej cześci omawianego obszaru, która to sieć lub jeden kanał typu master conduit (Ford, 1971) były lokalną bazą drenażu dla masywu skał triasowych, znajdujących się w jej bezpośrednim sąsiedztwie.

Obecnie, w warunkach intensywnego drenażu wodonośnych skał triasowych wyrobiskami kopalni "Pomorzany", omawiany system kanałów krasowych zasila te skały. Według wyników prognostycznych badań analogowych (Haładus i in., 1978) kanałami tymi dopływa do węglanowych osadów triasu około 25 m³ wody/min.

W rejonie Gołuchowic wyraźnie się zaznacza wpływ zarówno otwartych, jak i wypełnionych form krasowych na kształtowanie hydrodynamicznego w weglanowych pola osadach triasu. W zachodniej części obszaru wydłużona forma krasowa, wypełniona w przewadze skałami ilastymi (ryc. 9, 10), hamuje przepływ wód podziemnych w kierunku zachodnim ku ciekom powierzchniowym. Z drugiej zaś strony, przypuszczalnie dobrze rozwinięty system kanałów krasowych, których część stwierdzono dzięki odwierconym otworom (ryc. 7), ułatwia odpływ wód w kierunku południowo-zachodnim dwoma wyraźnie zaznaczającymi się, uprzywilejowanymi systemami hydraulicznymi.

Większe trudności sprawia wytłumaczenie istnienia strefy obniżonego poziomu wody podziemnej w południowo-wschodniej części rejonu (ryc. 6). Możliwe, że wskutek mniejszej gęstości sieci otworów badawczych nie natrafiono tam na rozwinięty system kanałów krasowych, które podobnie jak w poprzednim przypadku kierują wodę podziemną ku południowi, tzn. przeciwnie do kierunku przepływu najbliższego cieku powierzchniowego.

Literatura

- Bilan W., 1976: Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Kraków, 73 s. ("Zeszyty Naukowe AGH". Nr 546: Geologia. T. 2, z. 3).
- Bosák P., Głazek J., Gradziński R., Wójcik Z., 1978: Problemy genezy i wieku osadów typu rudickiego wypełniających kopalne formy krasowe. W: "Kras i Speleologia". T. 2(XI). Katowice, s. 11-21.
- Ford D. C., 1971: Geologic structure and a new explanation of limestone cavern genesis. Trans. Cave Res. Group of Great Brit., 13, 2.
- Głazek J., Szynkiewicz A., 1979: Kras kopalny jako czynnik potęgujący zmiany środowiska podczas działalności inżynierskiej. W: Materiały z sympozjum nt.: "Zmiany środowiska geologicznego pod wpływem działalności człowieka". T. 1. Warszawa, s. 40-50.
- Warszawa, s. 40—50. Gvozdeckij N. A., 1972: Problemy izučenija karsta i praktika. Izd. "Mysl", Moskva, 391 s.
- Haładus A., Motyka J., Szczepański A., Wilk Z., 1978: Prognozowanie metodą modelowania analogowego dopływów wody do kopalń pracujących w skałach szczelinowo-krasowych. Rocz. Pol. Tow. Geol. 48, 3-4: 559-587 [Kraków].
 Isphording W. C., 1977: Geomorphic evo-
- Isphording W. C., 1977: Geomorphic evolution of tropical karts terranes. In: Karst Hydrology. Memoirs of the 12th Congress of the Intern. Ass. of Hydrogeologists. Huntsville, Alabama, s. 115-129.
- Jasiński B., 1884: Osuszenie kopalń olkuskich. Wszechświat, 3: 41-43 [Kraków].
- Kozioł S., 1952: Budowa geologiczna Pustyni Błędowskiej. Państwowy Instytut Geologiczny. Biul., 65: 383–416 [Warszawa].
- Kunský J., 1956: Zjawiska krasowe. PWN, Warszawa, 207 s.
- Leśniak T. Cz., 1973: Lejek krasowy w utworach wapienia muszlowego w Raciborowicach k. Bolęsławca. W: "Zeszyty Naukowe AGH". Nr 361: Geologia. T. 17. Kraków, s. 165-176.
- Lipiarski I., 1971: On Fossil Remains of Arthropods and Plants, and Organic Matter from Cavities in the Triassic Rocks of the Cracow Area. Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre, 19: 79-83 [Warszawa].
- Motyka J., Nieć M., Wilk Z., 1978: O pewnym zastosowaniu metody analizy

trendu powierzchni w badaniach hydrogeologicznych. Rocz. Pol. Tow. Geol., 48, 1: 129—144 [Kraków].

- Sass-Gustkiewicz M., 1971: Rudy cynku i ołowiu w kawernach krasowych. Rudy i Met. Nieżel., 7: 347-349.
- Sass-Gustkiewicz M., 1974: Collapse Breccias in the Ore-Bearing Dolomite of the Olkusz Mine (Cracow-Silesion Ore--District). Rocz. Pol. Tow. Geol., 44, 2-3; 217-226 [Kraków].
- Staszic Š. (reed.: 1955): O ziemiorództwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Tokarski A., 1962: Rola wody w rozpoznaniu tektoniki Jury Olkuskiej. Kwart. Geol., 2: 415—419 [Warszawa].
- Wilk Z., Motyka J., Niewdana J., 1973: Charakterystyka i klasyfikacja przejawów wody w wyrobiskach kopalni pracującej w szczelinowo-krasowym poziomie wodonośnym. Kraków, s. 43-62 ("Zeszyty Naukowe AGH", Nr 292: Geologia. T. 14).
- Wilk Z., Motyka J., Niewdana J., 1973: Geologiczne i hydrogeologiczne uwarunkowania powstania zapadlisk na obszarze górniczym jednej z kopalń rud cynkowo-ołowiowych. Biul. Inst. Geol., 277: Z badań hydrologicznych w Polsce, 3. Warszawa, s. 359-378.
 Wilk Z., Zimny W., 1973: Problematyka
- Wilk Z., Zimny W., 1973: Problematyka hydrogeologiczna związana z rozwojem górnictwa w rejonie olkuskim. W: "Zeszyty Naukowe AGH". Nr 361: Geologia, T. 17. Kraków.
- Wilk Z., Motyka J., 1977: Kontakty między poziomami wodonośnymi w olkuskim rejonie kopalnictwa rud. Rocz. Pol. Tow. Geol., 47, 1: 115—143 [Kraków].
- Wilk Z., Adamczyk A. F., Biernacki J., Motyka J., 1977: Wykształcenie strefy uskoku Pomorzan i jego hydrogeologiczna charakterystyka. Rocz. Pol. Tow. Geol., 47, 3: 459–481 [Kraków].
- Znosko J., 1955: Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. Warszawa, 146 s. ("Prace Instytutu Geologicznego". T. 14).
- Zuber K., 1964: Kompleksowe opracowanie hydrogeologii rejonu Olkusza. Kraków [maszynopis w archiwum ZBG].
- Zukowski W., 1946: Kilka wiadomości i danych odnośnie dobywania kruszców cynku i ołowiu w dawnych kopalniach olkuskich. Przegl. Górn., 2 (XXIII): 127– 137.

Zbigniew Wilk, Tadeusz Kawalec, Jacek Motyka, Krystyna Zuber

INFLUENCE OF KARST PASSAGES UPON THE PIEZOMETRIC SURFACE OF THE SURROUNDING AQUIFER

Summary

The authors' investigations refer to two sections of the Cracow-Silesian zinc and lead ore district in the vicinity of Olkusz and Zawiercie. The ore occurs within the carbonate Middle Triassic sediments (Lower Muschelkalk). The previous existing scarce descriptions of karst forms occuring in this district are based on observations of natural surface exposures and partly also on observations in underground mine workings. The present analysis of these karst forms is the first one based on a thorough examination of several hundreds of detailed descriptions of bore-hole profiles. It indicates at the existence of numerous karst forms both on the buried top-surface of the Muschelkalk as well as within the formation (Figs. 3, 5, 7). The interpretation of the histograms of vertical distribution of karst cavities (Figs. 4, 8) leads to the conclusion that at least a portion of them is older than the youngest tectonic faults disturbing the Triassic.

On the basis of numerous hydraulic-head measurements in the observation wells, there have been drawn the potentiometric contours. Against the background of the regional pattern of the piezometric surface there have been stated local anomalies. A comparison of their distribution with the situation of the mentioned anomalies indicates that the karst forms are responsible for the existence of the last ones. The vast karst solution passages intensively transmissing large quantities of groundwater ("master conduits") represent the local draining-base and generate hydraulic depressions around them, what is to be seen on the potentiometric contour maps (Figs 1, 6).

Translated by Zbigniew Wilk

Zbigniew Wilk, Tadeusz Kawalec, Jacek Motyka, Krystyna Zuber

INFLUENCE DU SYSTÈME KARSTIQUE SUR LA SURFACE PIÉZOMÈTRIQUE DE L'AQUIFÈRE

Résumé

Les gisements plombo-zincferes appartenant à deux domaines diffèrents de la Province Cracovie-Silesie et objet de la présente étude, sont localisés au sein de dépôts carbonatees attribués au Muschelkalk. Auparavant, les études interessant ce domaine relèvent de la rareté; de même que l'interêt attaché au phénomène de karstification était minime: les résultats degageaient d'une observation superficielle ou d'une rencontre de certaines formes karstiques lors de l'avarcement des travaux de l'exploitation.

Les présentes analyses résultent du depouillement des donneés de quelques centaines de sondages éxécutés dans les domaines cités. Les résultats des analyses indiquent la présence de nombreux formes de karstification affectant le toit du Muschelkalk comme il en est pour le reste de ces formations (Fig. 3, 5, 7). L'interpretation des histogrammes de la distribution des covernes karstiques laisse prévoir qu'une partie de ces dernières est antérieure aux systèmes de failles affectant les formations triassiques. La carte des lignes équipotentielles de l'aquifère a été confectionnée au moyen des mesures du niveau d'eau dans les ouvrages d'observation. Ainsi il a été demontré qu'à l'echelle regionale, les surfaces piézomètriques présentent des anomalies locales.

La comparaison, d'une part de la repartition des formes karstiques précitées et d'autre part de la distribution des anomalies locales mentionnées, laisse prévoir une liason étroite entre ces anomalies et leur cause que sont les formes karstiques. Le développement des chenaux, base du draînage local (conduites capitales d'une grande quantité d'eau), cause une dépression hydraulique le long de ces chenaux (voir Fig. 1, 6).

Traduit par Seddik Addoum

Współczesne procesy krasowe w strefie oddziaływania kopalń olkuskiego okręgu rudnego

Treść: W artykule przedstawiono i przedyskutowano problem rozwoju form krasowych pod wpływem odwadniania w olkuskim okręgu eksploatacji rud cynku i ołowiu. Zwrócono uwagę na szybką ewolucję form krasu podziemnego oraz jej związek z powierzchniowymi deformacjami terenu. Na podstawie analizy materiałów kartograficznych i zdjęć lotniczych oraz własnych obserwacji autora wyróżniono trzy grupy form zapadliskowych, a mianowicie związanych dawną eksploatacją, powstających z na współczesnych terenach górniczych oraz tworzących się w znacznej odległości od wyrobisk górniczych. Te ostatnie – ze względu na krasowe pochodzenie — nazwano indukowanymi lejkami krasowymi. Analiza serii zdjęć lotniczych z lat 1958, 1973 i 1981 umożliwiła określenie genezy lejków indukowanych oraz ich dalszego rozwoju.

Wstęp

Wschodnia część Wyżyny Śląskiej jest regionem intensywnej eksploatacji rud cynku i ołowiu. Długi okres działalności górniczej na tym terenie, sięgający swymi początkami czasów rzymskich, a także wzrastająca głebokość wyrobisk doprowadziły tu do znacznych przekształceń środowiska naturalnego. Najbardziej widoczne i zarazem najbardziej uciążliwe są zmiany w hydrologii oraz ukształtowaniu powierzchni terenu. Wśród licznych deformacji powierzchni na szczególna uwage zasługują powstające od początku lat 70. różnego rodzaju formy zapadliskowe. Zjawisko to w dużym stopniu utrudnia racjonalna gospodarkę na omawianym obszarze. Wiele terenów jest wyłączonych z eksploatacji oraz gospodarki leśnej.

Początkowo formy te były związane wyłącznie z terenami wyrobisk górniczych, obecnie jednak powstają nawet w znacznych odległościach od nich (ryc. 1). Ze względu na duże zagrożenie, jakie stanowią formy zapadliskowe, podejmowano próby określenia ich genezy, szczególnie w okresie powstania pierwszych zapadlisk (m.in. Wilk, Motyka, Niewdana, 1973). Wśród czynników warunkujących ich rozwój duże znaczenie mają zjawiska krasowe, związane z genezą złóż cynku i ołowiu, a szczególnie antropogeniczne ożywienie tych zjawisk.

Rozwój zjawisk krasowych pod wpływem zmian w cyrkulacji wód podziemnych

Wyniki dotychczasowych badań w rejonie olkuskim pozwalają stwierdzić wieloetapowy i bardzo skomplikowany rozwój zjawisk krasowych w skałach triasowych tego obszaru. O ich intensywności i rozprzestrzenieniu świadczą badania przeprowadzone w wyrobiskach górniczych kopalń rud cynku i ołowiu oraz analiza liczych na omawianym terenie wierceń (Józefko, 1978; Dżułyński, Sass-Gustkiewicz, 1982; Sass-Gustkiewicz, Socha, 1982; Rozpoznawanie.... 1982; Motyka, Wilk, 1984; Wilk i in., 1989).

Bezpośrednim czynnikiem powodującym uaktywnienie się współczesnych procesów

^{*} Katedra Geomorfologii Krasu. Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Mielczarskiego 60



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny rejonu olkuskiego: 1 — strefa intensywnego drenażu w obrębie triasowego poziomu wodonośnego pod wpływem górnictwa oraz ujęć wody, 2 — zasięg występowania utworów jury, a, b — tereny występowania zapadlisk, c — teren występowania lejków krasowych indukowanych

Fig. 1 Situational sketch of Olkusz Region:

1 - zone of intensive dreinage in triasic water-bearing level under mining and water suply influences, 2 - jurassic rock occurence, a, b - area of subsidence pits occurence, c - area of induced sinkholes occurence

ekshumowania i przemodelowywania systemów krasowych w skałach triasowych olkuskiego okręgu rudnego są gwałtowne zmiany w hydrologii tego obszaru. Są one wywoływane głównie podziemnym wydobyciem rud cynku i ołowiu oraz intensywną eksploatacją wód podziemnych z triasowych poziomów wodonośnych. Uboga sieć hydrograficzna o cechach naturalnych jest wynikiem przepuszczalności podłoża oraz obecności kopalnych form krasowych w skałach triasowych. Jedynie źródła Białej Przemszy oraz dopływających z północy Centurii i Dębieśnicy znajdują się poza zasięgiem wpływów antropogenicznego odwodnienia. Większość rzek w środkowej i południowej części olkuskiego okręgu rudnego skróciła swój bieg lub straciła charakter naturalnych cieków (główne zasilanie wodami kopalnianymi).

Pod względem hydrogeologicznym omawiany obszar należy w całości do niecki błędowskiej, obejmującej tu trzy piętra wodonośne: paleozoiczne, triasowe i czwartorzędowe (Wilk, Motyka, 1977; Różkowski, Wilk, 1982). Nieprzepuszczalne osady kajpru i miejscami górnego wapienia muszlowego oddzielają horyzont czwartorzędowy od triasowego. Bardziej zwarta pokrywa utworów nieprzepuszczalnych występuje w północnej i środkowej części rejonu olkuskiego. Wspomniani autorzy wydzielają w obrębie piętra triasowego trzy poziomy wodonośne, przedzielone marglistymi wkładkami warstw gogolińskich i dolnego retu. Najwyższy, tzw. główny poziom wodonośny triasu tworzy horyzont o charakterze szczelinowo-krasowym. Pozostałe dwa poziomy odgrywają podrzędną rolę w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych omawianego obszaru. W części północnej oraz wschodniej występuje również jurajski poziom wodonośny.

Wykształcone w opisany sposób główne piętra wodonośne są silnie zaburzone w wyniku dolomityzacji, ruchów tektonicznych oraz procesów wielostadialnej erozji masywu triasowego. W związku z procesami tektonicznymi masyw ten został podzielony na mniejsze bloki, rozdzielone hydrogeologicznie strefami dyslokacji. Cyrkulację wód komplikują również stwierdzone liczne kontakty hydrauliczne między piętrami wodonośnymi (Wilk, Motyka, 1977). Wśród nich dominujące znaczenie mają kontakty typu erozyjnego, a w świetle najnowszych badań również typu krasowego (ryc. 2).

Wzajemna więź hydrogeologiczna pięter wodonośnych jest ważnym elementem krążenia wód podziemnych i nabiera coraz większego znaczenia w związku z intensywną eksploatacją wód w olkuskim okręgu rudnym. W warunkach naturalnych (przed rozpoczęciem eksploatacji) kontakty hydrauliczne były strefami rozładowania napięcia hydrostatycznego naporowych wód triasowych i zarazem zasilania tymi wodami piętra czwartorzędowego. Obecnie, w efekcie wytworzenia się głębokiej i rozległej depresji hydraulicznej, wywołanej górnictwem oraz eksploatacją wód, masyw drenowany jest w sposób sztuczny. Odwrócenie kierunku cyrkulacji, zwiększenie gradientów przepływu oraz istniejąca więź hydrogeologiczna całego obszaru mają swoje odzwierciedlenie we współczesnej sieci hydrograficznej oraz wzmagają rozwój współczesnych procesów krasowych.

Przekształcenia form krasu podziemnego

Rozwój wspomnianej już depresji hydraulicznej determinuje przestrzenny zasięg współczesnych procesów krasowych okolic Olkusza. Bezpośrednim efektem zmiany warunków cyrkulacji wód podziemnych w jej obrębie jest szybka ewolucja istniejących form krasu podziemnego.

Eksploatacja rud cynku i ołowiu przebiega na różnych poziomach dolomitów kruszconośnych, warstw olkuskich oraz wapieni gogolińskich. Powstała sieć wyrobisk górniczych połączyła różne ogniwa triasu, a nawet permu, w jeden pod względem hydraulicznym system cyrkulacji. Przebicie w wielu punktach izolujących dyslokacji, jak np. uskoku "Pomorzan" (Wilk, Motyka, 1977), powoduje połączenie dotychczas odrębnych systemów cyrkulacji freatycznej.

Duże dopływy wód do kopalń w masywach krasowych zmuszają do budowy głębiej niż poziomy eksploatacyjne chodników wodnych drenujących zarówno te poziomy, jak i rozległe partie masywu w zasięgu leja depresji



Ryc. 2. Przebieg kopalnej rynny pra-Przemszy (wg Z. Wilka, J. Motyki, 1977, zmienione):

1 — zasięg kopalnej doliny, 2 — erozyjne kontakty między triasowym i czwartorzędowym piętrem wodonośnym, 3 — linia kolejowa

Fig. 2. Course of pra-Przemsza fossil valley (after Z. Wilk, J. Motyka, 1977, changed):

1 -fossil valley extent, 2 -erosional contact between triasic and quaternary water-bearing levels, 3 -railroad hydraulicznej. W konsekwencji w stosunkowo krótkim czasie formy krasu podziemnego wykształcone w skałach triasowych omawianego obszaru znalazły się w strefie cyrkulacji grawitacyjnej powyżej poziomu wód podziemnych. Efektem tego procesu jest przemodelowywanie form krasowych w wyniku sufozji podziemnej i ich destrukcji.

Liczne przykłady przecietych wyrobiskami górniczymi kanałów krasowych, noszacych wszelkie znamiona form freatycznych, można obserwować w chodnikach wodnych kopalni "Olkusz" (zob. fot. 3 w: Motyka, Wilk, 1984). Sa to najczęściej typowe tuby freatyczne o niewielkiej średnicy (od kilku centymetrów do ponad 1 m). Świadectwem procesów sufozji podziemnej i przebudowy istniejących form jest materiał skalny oraz osady wynoszone przez wode ze wspomnianych kanałów krasowych do wyrobisk. Dowodzą tego również notowane często, szczególnie w poczatkowej fazie eksploatacji rud. intensywne wypływy wód z kanałów krasowych na poziomach wydobywczych kopalni, Wody te niosą znaczne ilości zawiesiny oraz drobnych okruchów skalnych.

Krasowe formy powierzchniowe

Obok intensywnego przekształcania i destrukcji podziemnych kanałów krasowych efekty zmian warunków cyrkulacji wód podziemnych w triasie olkuskiego okregu rudnego widoczne są również na powierzchni w postaci powstających na całym obszarze form zapadliskowych. Proces tworzenia się tego typu deformacji urasta w ostatnich latach do roli głównego procesu rzeźbotwórczego omawianego terenu. Zjawisko to, związane początkowo wyłącznie z zawałowym typem eksploatacji olkuskich kopalń rud cynku i ołowiu, od kilku lat rozwija się również w dużych odległościach od terenów górniczych. Więź hydrogeologiczna w zasięgu depresji hydraulicznej powoduje, że deformacje na całym omawianym obszarze maja podobna geneze.

Mechanizm i bezpośrednie przyczyny powstawania tych form nie są jeszcze dobrze poznane. Można jednak stwierdzić, że oprócz czynników eksploatacyjnych dużą rolę odgrywają tu współczesne procesy krasowe oraz zjawiska paleokrasowe. Powstawanie form zapadliskowych pod wpływem odwadniania jest charakterystycznym zjawiskiem na obszarach krasowych. Do najbardziej znanych rejonów, w których zachodzi omawiany proces, należy obszar eksploatacji złota "Far West Rand" w Transwalu (RPA), gdzie występują najwieksze formy zapadliskowe na świecie. Trzeba również wymienić rejon kopalń rud cynku w Friedensville w Pensylwanii (USA), rud żelaza Menominee Iron Range w stanie Michigan (USA) oraz liczne tereny górnicze na obszarach krasowych Chin. Rozwój powierzchniowych form zapadliskowych odbywa sie również w rejonach intensywnej eksploatacji wód szczelinowo-krasowych. Najbardziej znanym i najlepiej zbadanym jest region Tampa w zachodniej części Florydy (USA), gdzie wody podziemne pompuje się na potrzeby agrotechniczne (plantacje owoców) oraz komunalne (Beck, 1984).

J. G. Newton (1984) proponuje, aby formy powstające w wyniku sztucznego obniżenia zwierciadła wód podziemnych i w konsekwencji zmian w hydrologii obszaru nazwać



Ryc. 3. Schemat rozwoju indukowanych lejków krasowych (wg J. G. Newtona, 1984):

1 — sklepienie równowagi pustki w utworach luźnych, 2 — luźne osady gliniasto-piaszczyste, 3 skała węglanowa, 4 — osady i woda wypełniające formy krasowe

Fig. 3. Schema of induced sinkholes development (after J. G. Newton 1984):

1 — arch of cavity in unconsolidated deposits, 2 — unconsolidated sandy-clayey deposits, 3 — carbonate rocks, 4 — deposits mixed with water filled karst forms



Ryc. 4. Rozmieszczenie form zapadliskowych (subsidence pits) w dolinie rzeki Baby: 1 — zapadliska, 2 — fragmenty większych form krasowych w wyrobiskach górniczych, 3 — przegłębienia w podłożu utworów czwartorzędowych, 4 — zasięg utworów kajpru, 5 — linia kolejowa

Fig. 4. Subsidence pits distribution in Baba valley: 1 - subsidence pits, 2 - fragments of larger karst forms in mine galeries, 3 - depressions in the bottom of quaternary deposits, 4 - extent of kaiper deposits, 5 - railroad

indukowanymi lejkami krasowymi (induced sinkholes), w odróżnieniu od lejków krasowych powstających w wyniku naturalnych procesów krasowych (doline, sinkhole). Według tego autora, rozwój lejków krasowych indukowanych jest wynikiem:

- zapadania się stropu jaskini lub kawerny w skale węglanowej pod wpływem jej powiększania się lub impulsu zewnętrznego,
- wymuszonej odwadnianiem sufozji podziemnej osadów przykrywających skały weglanowe do pustek w tych skałach.

Liczne przykłady dużej stabilności jaskiń i pustek skalnych oraz wyniki badań przyczyn powstania form zapadliskowych (m.in. na Florydzie, gdzie wśród 650 lejków zanotowanych w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat tylko jeden mógł powstać przez zawał stropu jaskini) przemawiają za uznaniem drugiego z czynników rozwoju lejków indukowanych za decydujący. Mechanizm powstawania form tego typu przedstawia ryc. 3. R. J. Hodek, A. M. Johnson, D. B. Sandri (1984) w odniesieniu do deformacji powierzchni związanych z zapadaniem się stropu wyrobisk górniczych czy sufozją osadu do tych wyrobisk w obszarach krasowych stosują nazwę: lej zapadliskowy lub zapadlisko (subsidence pit).

Ze względu na skomplikowane warunki naturalne oraz daleko posuniętą, mającą wielowiekową historię, eksploatację rud cynku i ołowiu w olkuskim okręgu rudnym rozwój powierzchniowych deformacji jest o wiele bardziej złożony. Generalnie można wyróżnić tu trzy typy genetyczne form zapad-



Ryc. 5. Rozmieszczenie form zapadliskowych (subsidence pits) w rejonie Hutek i Sztolni Ponikowskiej:

1 — zapadliska i niecki osladania, 2 — kawerny i jaskinie w wyrobiskach górniczych, 3 — wody powierzchniowe, 4 — zasięg utworów kajpru

Fig. 5. Subsidence pits distribution in Hutki and Sztolnia Ponikowska region:

1 — subsidence pits and subsidences, 2 — caves and caverns in mine galeries, 3 — surface water course, 4 — extent of kaiper deposits

liskowych związanych z rozwojem górnictwa rud:

1) formy powstające na terenie dawnej eksploatacji,

2) formy związane z współczesnymi wyrobiskami górniczymi,

 formy związane z odwodnieniem, powstałe poza strefą wyrobisk górniczych kopalń rud cynku i ołowiu.

Formy zapadliskowe pierwszego typu ze względu na wybitnie antropogeniczny charakter nie są przedmiotem niniejszego artykułu. Warto jednak nadmienić, że występują na terenie Olkusza Starego, w bezpośrednim sąsiedztwie drogi szybkiego ruchu Katowice — Kraków, i wiążą się z płytkim przebiegiem istniejących jeszcze fragmentów dawnych wyrobisk górniczych. Ruch drogowy oraz współczesna eksploatacja powodują zawał ich stropów, dając na powierzchni niewielkie formy o regularnym kształcie.

Drugi typ omawianych deformacji obejmuje formy występujące w dwóch obszarach eksploatacyjnych kopalni "Olkusz-Pomorzany". Formy powstające w dolinie Baby (ryc. 4. fot. 1, 2) są pochodzenia górniczego i można je wszystkie objąć wspólną nazwą: zapadliska (subsidence pits). W rejonie Hutek (ryc. 5) mamy do czynienia z bardziej złożoną genezą form. Oprócz typowych zapadlisk nad komorami eksploatacyjnymi notuje się tu również formy, które można zaliczyć do form krasowych indukowanych. W wyrobiskach górniczych tego rejonu występuje wiele jaskiń, z których część osiąga znaczne rozmiary (np. jaskinia "Pomorzany" — zob. R óżkowski, Wilk, 1982). Formy obu rejonów charakteryzują się dużymi rozmiarami i najczęściej mają kształt regularnego leja wykształconego w miąższych tutaj osadach piaszczystych. Ich wymiary wynoszą od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów średnicy oraz do 20 m głębokości. Maksymalna pojedyncza forma powstała w maju 1982 roku w sąsiedztwie Hutek osiągnęła 134 m \times 65 m i 40 m głębokości. Formy te mają tendencję do łączenia się i tworzenia rozległych, kilkusetmetrowych deformacji (fot. 2).

Mechanizm ich powstawania jest złożony. Ze względu na duże zagrożenie, jakie stanowią, stały się przedmiotem szczegółowych badań w początkowym okresie ich rejestracji w rejonie olkuskim (Wilk, Motyka, Niewdana, 1973). Rozwój ich jest związany z trzema nałożonymi na siebie czynnikami:

- obecność stref krasu kopalnego wypełnionych brekcją rudonośną oraz utworami ilastymi, powodujących niespodziewane rozbudowywanie w górę strefy zawału poeksploatacyjnego,
- ekshumacja kopalnego krasu,
- wzmożona infiltracja wód opadowych i roztopowych w piaski czwartorzędowe, powodująca obciążenie osuszonego wcześniej masywu skalnego.

Formy zapadliskowe trzeciego typu, o najbardziej złożonej genezie, przypominają mocno lejki powstające w wyniku naturalnych procesów zapadliskowych w obszarach krasowych. Są to typowe indukowane lejki krasowe. Osiągają 1,5 m — 15 m średnicy i do 10 m głębokości. Często spotyka się formy połączone ze sobą w łańcuch kilku lejków. Występują one wyłącznie w dolinie Białej Przemszy w okolicach Kluczy (fot. 3).

Należy podkreślić, że cechą charakterystyczną ostatnich dwóch typów omawianych



Fot. 1. Lej zapadliskowy w dolinie Baby, wykształcony nad wyrobiskami górniczymi (SW od Olkusza) Fot. A. Tyc

Photo 1. Subsidence pit in Baba valley (SW of Olkusz)

Photo by A. Tyc



Fot. 2. Fragment rozległego zespołu zapadlisk w dolinie Baby

Fot. A. Tyc

Photo 2. Fragment of subsidence pit's in Baba valley

Photo by A. Tyc



Fot. 3. Iudukowany lejek krasowy w dolinie Białej Przemszy (NW od Klucz) Fot. A. Tyc

Photo 3. Induced sinkhole in Biała Przemsza valley (NW of Klucze)

Photo by A. Tyc



Ryc. 6. Profile morfologiczne rejonów występowania form zapadliskowych: 1 – strefa występowania form zapadliskowych

Fig. 6. Morphological profiles of regions with induced sinkholes and subsidence pits occurence:

t - zone of subsidence pits or induced sinkholes occurence

deformacji jest ich ścisły związek z tektoniką i kopalną rzeźbą olkuskiego okręgu rudnego. Rozmieszczenie zgrupowanych stref występowania form zapadliskowych odpowiada przebiegowi głównych struktur tektonicznych i erozyjnych. Są one bowiem związane z siecią równoleżnikowych dolin omawianego obszaru (ryc. 6). Jak już podkreślono, osią tak przebiegających elementów geomorfologicznych jest kopalna, przełomowa dolina Białej Przemszy. Na bazie powstałych w trzeciorzędzie płytkich rowów tektonicznych rozwijały się aż do zasypania utworami plejstoceńskimi boczne odnogi doliny pra-Przemszy i rozcieły głeboko masyw triasowy. W obrebie tych uwarunkowanych tektonicznie wcięć została mocno zerodowana pokrywa utworów kajpru, ograniczająca współcześnie wymuszoną cyrkulację wód pomiędzy triasowym i czwartorzędowym piętrem wodonośnym. Wzdłuż osi tych kopalnych dolin, zajmowanych jeszcze przed uruchomieniem kopalń rud cynku i ołowiu przez główne rzeki rejonu olkuskiego, rozwijają się omawiane deformacje. Tektoniczno-erozyjne wcięcia, wypełnione utworami piaszczystymi plejstocenu doliny pra-Baby oraz pra-Kopaniny (rejon Sztolni Ponikowskiej), stanowią strefę występowania zapadlisk. Położony bardziej na północ równoleżnikowy odcinek głębokiej doliny Białej Przemszy jest natomiast terenem występowania indukowanych lejków krasowych.

Indukowane lejki krasowe w dolinie Białej Przemszy

Obszar występowania form zapadliskowych o cechach typowych lejków krasowych indukowanych jest usytuowany w równoleżnikowym odcinku kopalnej rynny preglacjalnej



Ryc. 7. Przebieg zmian w hydrografii rejon u powstawania indukowanych lejków krasowych w dolinie Białej Przemszy (na podstawie zdjęć lotniczych): SZ – strefa występowania lejków indukowanych

Fig. 7. Hydrography changes of induced sinkhole development region in Biała Przemsza valley (based on aerial photographs):

SZ - zone of induced sinkholes occurence

Białej Przemszy, zajmowanej obecnie przez dolinę tej rzeki. W tektonice tej części olkuskiego okręgu rudnego dominującą rolę odgrywa system uskoków o przebiegu WNW-ESE, dzielący teren na niewielkie bloki (Harańczyk, Szostek, Filipowicz-Lesiak, 1971). Wspomniane deformacje umiejscowione są w północno-zachodnim fragmencie rowu ograniczonego tymi uskokami. Pokrywa utworów kajprowych w sąsiedztwie lejów jest silnie zredukowana i umożliwia swobodną penetrację wód w głąb masywu triasowego. W dnie kopalnej rynny Białej Przemszy występują lokalne przegłębienia.

Antropogeniczne zmiany w hydrologii omawianego odcinka doliny Białej Przemszy notuje się od połowy XIX wieku, tj. od uruchomienia kopalni rud żelaza "Rudnica". W 1880 roku nastąpiło jej nagłe zatopienie wskutek przebicia wyrobiskami pokrywy kajprowej, izolującej artezyjski poziom wód triasowych. W tym okresie powstały dwa malownicze stawy u podnóża góry Jałowce. Nasilenie ingerencji człowieka w hydrologie omawianego obszaru nastąpiło w ciągu ostatnich dziesięciu lat od czasu uruchomienia kopalni rud cynku i ołowiu "Pomorzany". Poczatek bardzo szybkich przeobrażeń zanotowano wraz z wejściem w strefę oddziaływania leja depresji hydraulicznej (w 1974 roku).

Do zbadania rozwoju form zapadliskowych w dolinie Białej Przemszy wykorzystano zdjęcia lotnicze. Ich interpretacja na podstawie nalotów wykonanych w różnych odstępach czasu pozwoliła przeanalizować dziesięcioletni okres szybkich zmian w środowisku doliny, a ponadto porównać owe zmiany z warunkami naturalnymi sprzed kilkudziesięciu Wykorzystano materiały fotolotnicze lat. z sierpnia 1973 roku i czerwca 1981 roku. W celach porównawczych zastosowano interpretację zdjęć z 1958 roku, które zarejestrowały naturalne warunki hydrologiczne doliny Białej Przemszy. Analizę wzbogacono o własne obserwacje terenowe autora, wykonane w latach 1982-1984, rejestrujące najnowsze zmiany w środowisku.

Bardzo ważnym elementem analizy przeobrażeń w dolinie Białej Przemszy były obserwacje przebiegu skażenia związkami lignosulfonowymi wód dopływających do kopalni "Pomorzany" (A damczyk, Chawiński, 1982). Zanieczyszczenia te, pochodzące z fabryki papieru i celulozy w Kluczach, były przez długi czas zrzucane wprost do utworów czwartorzędowych Pustyni Błędowskiej na północ od Białej Przemszy i w efekcie oddziaływania depresji hydraulicznej na ten obszar zaczęły się przemieszczać do wyrobisk górniczych. W omawianym okresie odegrały rolę przypadkowego znacznika, umożliwiającego określenie kierunku cyrkulacji wód w drenowanym wodonoścu triasowym.

Przedstawione materiały pozwalają prześledzić stosunkowo długi okres poprzedzający rozwój zapadliskowych form w okolicach Kluczy, jak również określić czynniki towarzyszące temu procesowi (ryc. 7). W naturalnych warunkach cyrkulacji wód powierzchniowych i podziemnych w olkuskim okręgu rudnym doliny rzeczne stanowiły strefy drenażu masywu triasowego i były częściowo zasilane wodami triasowego poziomu wodonośnego. Biała Przemsza płynęła w tym czasie szeroką, mocno zabagnioną doliną, a na całej długości równoleżnikowego odcinka tej rzeki przecinającego Pustynię Błędowską występowały liczne starorzecza i stawy wypełnione wodą. Ten etap rozwoju doliny rejestrują zdjęcia lotnicze z lat 1958 i 1973 (ryc. 7a). Interpretacja tych ostatnich pozwala stwierdzić pierwsze prace regulacyjne w obrębie koryta Białej Przemszy, w sąsiedztwie fabryki papieru. Wcześniej rzeka miała na tym odcinku charakter rzeki anastomozującej (Bukowska, 1982).

W końcu 1973 roku wyrobiskami górniczymi kopalń rud cynku i ołowiu przebito główną dyslokację rejonu olkuskiego — tzw. uskok "Pomorzan", który stanowił barierę hydrogeologiczną. Przebiecie uskoku spowodowało gwałtowne rozszerzenie się depresji hydraulicznej w kierunku północnym. Już w kwietniu 1974 roku zanotowano spadek ciśnienia w jednym z piezometrów w dolinie Białej Przemszy, a nieco później w dopływach wód do wyrobisk górniczych zaczęły pojawiać się nieznaczne zawartości wspomnianych związków lignosulfonowych (Adamczyk, Chawiński, 1982). Bardzo intensywny drenaż tego obszaru w wyniku odwrócenia się kierunków cyrkulacji wód doprowadził do znacznego osuszenia terenów podmokłych oraz zaniku większości naturalnych zbiorników wodnych w obrębie doliny. Ten etap został zarejestrowany na zdjęciach lotniczych z czerwca 1981 roku (ryc. 7b). Rozwój leja depresji hydraulicznej w kierunku północnym spowodował również osuszenie stawów poza doliną Białej Przemszy (m.in, wspomniane stawy u podnóża góry Jałowce i w źródliskowej części rzeki Białej).

Równocześnie z osuszaniem naturalnych elementów hydrograficznych omawianego obszaru w zaawansowany etap wkroczyły zabiegi regulacyjne koryta rzeki oraz budowa nowych sztucznych zbiorników wodnych (głównie osadników fabryki papieru oraz stawów hodowlanych). Przedstawiają to ryc. 7b i c. Szybko zachodzące zmiany antropogeniczne w obrębie doliny Białej Przemszy stały się istotnym impulsem do rozwoju na powierzchni licznych, choć niewielkich, lejków indukowanych. Pierwsze z nich powstały w końcu lat 70. w bezpośrednim sąsiedztwie istniejących już wtedy osadników fabryki papieru (Różkowski, Wilk, 1982). Jedna z takich form przerwała wał ochronny osadnika i do masywu triasowego przedostało się około 30 tys. m³ szlamu i piasku. Intensywniejszy rozwój nowych form zapadliskowych zanotowano po roku 1981. Na zdjęciach lotniczych z tego okresu zinterpretowano tylko jeden duży lejek (ryc. 7b), natomiast wspomniane formy w sąsiedztwie osadników były już zrekultywowane.

Analiza przedstawionych etapów przekształcania doliny Białej Przemszy w Kluczach pozwala na powiązanie genezy form zapadliskowych z prowadzeniem równoczesnego osuszania tego obszaru i zabiegów hydrotechnicznych w sasiedztwie fabryki papieru. Drenaż wywołany górnictwem szczególnie intensywny w połowie lat 70., spowodował udrożnienie systemu kopalnego krasu w utworach triasowych. Proces ten mógł przebiegać dzięki obecności na tym terenie przegłębień w podłożu utworów czwartorzędowych (okna erozyjne w pokrywie kajprowej) oraz wspomnianym warunkom tektonicznym. Sufozja podziemna towarzysząca ekshumacji kopalnego systemu krążenia została spotęgowana i wtórnie sprowokowana przez wody infiltrujące z nowo powstających obiektów hydrotechnicznych, pozbawionych odpowiednich zabezpieczeń uszczelniających. Dowodzi tego kumulacja powstających form zapadliskowych w okresie maksymalnego zasiegu prac hydrotechnicznych w obrębie doliny. O roli sztucznego zasilania masywu triasowego na etapie jego intensywnego drenażu wskutek prac górniczych świadczy rozkład powstających deformacji w rejonie Olkusza i Hutek w ciągu roku. Intensywniejszy rozwój form zaznacza się zwłaszcza w okresie zwiększonego zasilania (wzmożone opady i roztopy) Na zjawisko to zwrócono uwagę już w okresie powstawania pierwszych zapadlisk w dolinie Baby, wiążąc ich genezę z nadmierną infiltracją wód atmosferycznych na krótko przed rozwojem tych form (Wilk, Motyka, Niewdana, 1973). Według J. G. Newton a (1984), sztuczne zasilanie odwodnionych terenów prowadzi do utraty równowagi pustek w osadach luźnych, inicjując rozwój lejka (ryc. 3).

Wnioski

Współczesne procesy ekshumowania i przemodelowywania kopalnych systemów krasowych w skałach triasowych olkuskiego okręgu rudnego, a w ich efekcie rozwój powierzchniowych form zapadliskowych są obecnie głównymi czynnikami rzeźbotwórczymi we wschodniej części Wyżyny Śląskiej. Zasięg przestrzenny rozwoju tych zjawisk jest ściśle związany ze strefą oddziaływania leja depresji hydraulicznej kopalń rud cynku i ołowiu oraz ujęć wody. Bezpośrednią przyczyną tych procesów są gwałtowne zmiany hydrologiczne w zasięgu depresji.

Efektem zmiany ogólnych warunków cyrkulacji wód podziemnych w tym rejonie jest szybka ewolucja form krasu podziemnego. Wśród obserwowanych przekształceń dominuje przechodzenie form tego krasu ze stadium freatycznego bezpośrednio w stadium grawitacyjne, czyli następują procesy sufozji podziemnej i w konsekwencji — destrukcja istniejących otwartych kanałów krasowych.

Równocześnie ze zmianami w krasie podziemnym dokonują się bardzo intensywne deformacje powierzchni. Na omawianym obszarze można wyróżnić trzy zasadnicze typy genetyczne deformacji powierzchni. Najważniejsze to zapadliska (subsidence pit) związane bezpośrednio z wyrobiskami górniczymi
oraz indukowane lejki krasowe (induced sinkhole), występujące głównie w okolicach Kluczy. Te ostatnie powstają wskutek odsklepiania się stropu pustek w utworach piaszczystych przykrywających skały węglanowe. Pustki te tworza sie wtedy, kiedy w wyniku odwodnienia luźne osady są wynoszone lub erodowane do kanałów krasowych w podścielajacych skałach. Zasieg przestrzenny rozwoju zapadlisk i lejków indukowanych wiąże sie ściśle z obszarem depresji hydraulicznej. Rozmieszczenie deformacji wskazuje na ich duży związek z kopalną rzeźbą i równoleżnikowym przebiegiem głównych struktur tektoniczno-erozyjnych omawianego obszaru. Rozwój ich jest ograniczony do osiowych partii kopalnych dolin o takim właśnie przebiegu. Były one miejscem nasilonego rozwoju procesów krasowych w przeszłości geologicznej rejonu olkuskiego.

Analiza etapów przekształcania środowiska doliny Białej Przemszy, przeprowadzona na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych, dowodzi związku genezy form zapadliskowych z nałożonymi na siebie procesami jednoczesnego osuszania terenu pod wpływem górnictwa i zawodnienia w efekcie zabiegów hydrotechnicznych. Pozwala to na zwiększenie infiltracji wód w głąb masywu triasowego poprzez stwierdzone kontakty hydrogeologiczne typu erozyjnego oraz ekshumację kopalnego krasu.

Przeprowadzone badania pozwalają również na sformułowanie wniosków dotyczących możliwości przewidywania dalszego rozwoju deformacji powierzchni olkuskiego okręgu rudnego. Istnieje wyraźny związek form zapadliskowych z kopalną rzeźbą dolinną. Ponadto można stwierdzić, że większość z tych form występuje tam, gdzie istnieje największa koncentracja wód powierzchniowych. Potencjalnymi terenami ich rozwoju są rejony intensywnych zabiegów hydrotechnicznych, gdzie może nastąpić wzmożone sztuczne zasilanie podłoża. Najwięcej form zapadliskowych powstaje w okresach zwiększoych opadów i roztopów, kiedy hydrologiczne mechanizmy ich rozwoju są najintensywniejsze.

Literatura

- Adamczyk, A., Chawiński, S., 1982: Skażenie wód dołowych kopalni "Pomorzany" związkami lignosulfonowymi. Przegl. Geol., 7 [Warszawa].
- Beck, B. F., 1984: Sinkholes, their Geology, Engineering and Environmental Impact. Proceedings of the first Multidisciplinary Conference on Sinkholes. Orlando, Florida 15-17 October 1984. Roterdam, Boston, 429 s.
- Bukowska, E., 1982: Współczesne zmiany koryt rzecznych w dorzeczu Przemszy. W: "Geographia. Studia et Dissertaciones". T. 6. Red. J. Trembaczowski. UŚ, Katowice, s. 15—31.
- Dżułyński, S., Sass-Gustkiewicz, M., 1982: The role of hydrothermal karst processess in the emplacement of sulfide ores. W: "Kras i Speleologia". T. 4 (XIII). UŚ, Katowice, s. 21-31.
- Harańczyk, C., Szostek, L., Filipowicz-Lesiak, W., 1971: Związek mineralizacji Zn-Pb z odwróconymi uskokami rowu kompresyjnego Klucze—Jaroszowiec. Biul. Inst. Geol., 241 [Warszawa].

- Hodek, R. J., Johnson, A. M., Sandri, D. B.: 1984: Soil cavities formed by piping.
 In: Beck, B. F.: Sinkholes, their Geology, Engineering and Environmental Impact.
 Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes. Orlando, Florida 15-17 October 1984. Roterdam, Boston, 429 s.
- Józefko, I., 1978: Obserwacje pustek krasowych w skałach triasowych kopalni "Pomorzany" jako podstawa do określenia zasobów statycznych wód podziemnych. Kraków [maszynopis pracy magisterskiej w arch. AGH].
- Motyka, J., Wilk, Z., 1984: Hydraulic Structure of Karst-Fissured Triassic Rocks in the Vicinity of Olkusz (Poland). W: "Kras i Speleologia". T. 5 (XIV). US, Katowice. s. 11-24.
- Newton, J. G., 1984: Review of induced sinkhole development. In: Beck, B. F.,: Sinkholes, their Geology, Engineering and Environmental Impact. Proceedings of the First Multidisciplinary Conference on Sinkholes, Orlando, Florida 15-17 October 1984. Roterdam, Boston, 429 s.
- Rozpoznawanie zjawisk krasowych w weglanowych utworach olkuskiego rejonu złóż

rud Zn-Pb, 1982. Red. Z. Wilk. Kraków, 63 s. [maszynopis w archiwum AGH].

- R ó ż k o w s k i, A., W i l k, Z., 1982: Zagadnienia hydrogeologiczne GZW i jego północno-wschodniego obrzeżenia. W: Przewodnik LIV Zjazdu PTG. Sosnowiec 23– 25 września 1982. Wyd. Geol., Warszawa.
- Sass-Gustkiewicz, M., Socha, J., 1982: Inicjalne formy krasowe w złożu rud cynku i ołowiu rejonu olkuskiego. W: "Zeszyty Naukowe AGH". Nr 907: Geologia. T. 8, z. 4. Kraków.
- Wilk, Z., Motyka, J., Niewdana, J., 1973: Geologiczne i hydrogeologiczne uwa-

runkowania powstania zapadlisk na obszarze górniczym jednej z kopalń rud cynku i ołowiu. Biul. Inst. Geol., 277: Z badań hydrogeologicznych w Polsce, 3. Warszawa s. 359-378.

- Wilk, Z., Motyka J., 1977: Kontakty między poziomami wodonośnymi w olkuskim rejonie kopalnictwa rud. Rocz. Pol. Tow. Geol., 47, 1: 115-143 [Kraków].
- Geol., 47, 1: 115-143 [Kraków]. Wilk, Z., Kawalec, T., Motyka, J., Zuber, K., (1989). Wpływ form krasowych na ukształtowanie pola hydrodynamicznego w otaczających skałach. W. "Kras i Speleologia". T. 6 (XV), Katowice, s. 7-22.

Andrzej Tyc

CONTEMPORARY KARST PROCESSES IN THE ZONE OF INFLUENCE OF THE LEAD AND ZINC MINES IN THE OLKUSZ REGION

Summary

Karst paleosystems in Triassic rocks (Muschelkalk) in the lead and zinc Olkusz exploitation region currently undergo processes of exhumation and remodelling under changed underground water circulation conditions. They cause development of surface subsidence forms. The range of the development is strictly connected with the zone of influence of the hydraulic depression cone of lead and zinc mines and water intakes. The processes are directly caused by hydrologic changes in the depression zone.

General changes of water circulation conditions cause, in effect, fast evolution of karst forms. The forms of transformations that can be observed in mining workings are mainly karst transformations from the phreatic stage directly into the gravitational stage, where processes of underground suffosion and destruction of existing karst conduits occur.

Changes of the underground karst are accompanied by intensive processes of surface transformations. Three main types of genetic deformation of the surface may be distinguished in the discussed area. The most important forms influencing the relief of the Olkusz regions are: subsidence pits which are directly connected with workings and induced sinkholes (acc. to Newton, 1984) which occur in the vicinity of Klucze. Development of latter is connected with roof collapses in hollows in sand-clay dormations covering carbonate rocks. The hollows are formed when, as the results of drainage, loose deposits are transported or eroded into karst conduits in the rock bed. Positions of the deformations prove their stric connection with the paleorelief and the parallel run of the main tectonic-structures in the part of the Silesian Uppland. Their development is limited to the axial parts of the paleovalleys of such run. They were the place of the increased development of the karst processes in the geological past of the Olkusz region.

The induced sinkholes in the Biała Przemsza valley have been the subject of the more thorough investigations. Analysis of transformation stages in the Biała Przemsza valley, carried out basing on the aerial pictures interpretation (1958, 1973, 1981), proves connection of the genesis of the subsidence forms with simultaneous processes of drainage caused by mining activity and irrigation — the effect of hydrotechnical activities.

Carried out investigations also anable to formulate conclusions concerning possibility to forecast further development of surface deformation. The subsidence forms mostly occur in areas of the largest concentration of surface waters. The regions of increased hydrotechnical activities are potential areas of the subsidence forms development. Most of the forms appear in the periods of increased raining and melting when hydrological mechanisms of their development are the most intensive.

Translated by Marek Niemiec

Andrzej Tyc

LES PROCESSUS KARSTIQUES RÉCENTS DANS LA ZONE D'INFLUENCE DES MINES DE MINERAIS DE LA RÉGION D'OLKUSZ

Résumé

Dans les roches triasiques de la région d'exploitation de zinc et de plomb à Olkusz les systèmes karstiques fossiles sont soumis récement aux processus d'exhumation et de modelage dans les conditions de circulation "changée" des eaux souterraines. Par suite de ces processus a lieu le développement des formes superficielles d'effondrement. L'étendue du développement de ces phénomènes est étroitement liée à la zone d'influence de la cône de dépression hydraulique des mines de zinc et de plomb ainsi qu'au captage d'eau. Dans l'étendue de la depression de violents changements hydrologiques sont la cause principale de ces processus.

Une rapide évolution de formes du karst souterrain est à l'origine du changement des conditions de circulation des eaux souterraines. Parmi les transformations observées, on note une rapide transformation de ces formes du stade phreatique directement au stade de gravitation où ont lieu les processus de sufosion souterraine et la destruction des chenaux karstiques ouverts existant. Simultanément aux changements dans le karst souterrain ont lieu des processus très intenses de transformation de la surface. Dans la région présentée on distingue trois types génétiques de déformation de la surface. Dans le relief de la région d'Olkusz les effondrements liés directement aux chantiers miniers et les entonnoirs karstiques induits jouent le plus grand rôle. Le développement de ces derniers est lié au détachement du toit des vides d'exploitation dans les formations argilo-sableuses, recouvrant les roches carbonatées. Ces vides d'exploitation se forment par suite de la déshydration; les dépôts meubles sont conduits ou érodés juspu'aux chenaux karstiques dans les roches sous-jacentes. La repartition des formations rêvèle une grande liaison avec le relief fossile et le parcours parallèle de grandes structures tectoniques et érosives de la partie E du Haut Plateau de Silésie. Leur développement est limité aux parties d'axe des vallées ayant ce parcours.

Les entonnoirs karstiques induits dans la vallée de Biała Przemsza étaient l'objet des recherches plus détaillées. L'analyse des étapes de la transformation de cette vallée, faite à partir de photos aeriennes (1958, 1973, 1981), prouve la liaison de la génèse des formes d'effondrement avec les processus simultanés d'assèchement du terrain sous l'influence de l'industrie minière et celui d'injection d'eau par effet des démarches hydrotechniques. Ceci permet d'augmenter l'infiltration des eaux au fond du massif triasique à travers les contacts hydrogéologiques de type érosif.

Ces recherches permettent de formuler les conclusions sur la possibilité de prévision du développement ultérieur de la déformation de la surface. Les region potentielles de leur développement sont celles des démarches hydrotechniques intenses. Le plus grand nombre d'effondrements se forment dans les périodes de grandes précipitations et de dégel, quand les mécanismems hydrologiques de leur développement sont le plus intenses.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Kras gipsowy w północno-zachodniej części Ziemi Nordenskiolda-Zachodni Spitsbergen**

Treść: Obszary gipsowe Spitsbergenu są podłożem intensywnego rozwoju zjawisk krasowych mimo obecności wieloletniej zmarzliny i długiej zimy polarnej, w czasie której zanika cyrkulacja wód powierzchniowych. Przejawy krasu gipsowego są widoczne przede wszystkim w dobrze rozwiniętej cyrkulacji wód podziemnych, niezależnej od powierzchniowego systemu hydrograficznego. Strefy zasilania tych wód występują w dnach dolin i cyrków pokrytych "ciepłymi" subpolarnymi lodowcami, pod którymi zmarzlina zanika bądź ulega silnemu zredukowaniu. Wskutek tego niektóre doliny zlodowacone, przez które przebiega pas skał gipsowych, są drenowane przez kanały krasowe i w konsekwencji woda jest odprowadzana poza obszar zlewni. Obecność kanałów krasowych i intensywne chemiczne ługowanie gipsów powodują powstawanie oryginalnych form krasu powierzchniowego. Są to najczęściej leje czy zapadliska kraso-we oraz reprodukowane. Z krasem gipsowym Zachodniego Spitsbergenu związanych jest wiele zjawisk hydrochemicznych, do których należą m.in. procesy kriochemicznego wytrącania gipsów z wód wypływających ze źródeł krasowych. Artykuł prezentuje wyniki badań przeprowadzonych w centralnej części Spitsbergenu, gdzie zjawiska krasu gipsowego sa rozwinięte w sposób typowy, charakterystyczny dla obszarów subpolarnych.

Wstęp

Tematem artykułu są zjawiska krasowe w gipsach i wapieniach należących do tzw. *Gipsdalen group*, zaliczanej do środkowego i górnego karbonu oraz permu (Winsnes, 1988). Skały te wraz z kulmem i dewonem

przylegają do staropaleozoicznej i prekambrviskiej serij Hecla Hoek. Strefa kontaktu o szerokości kilkunastu kilometrów jest silnie sfałdowana, natomiast na wschód od niej skały zalegają w pierwotnym horyzontalnym położeniu. Skały Gipsdalen group ukazują się na powierzchni w głębi Isfiordu, a przede wszystkim w Gipsdalen. W NW części Ziemi Nordenskiolda gipsy i wapienie wykształcone są w postaci wąskiego, południkowego pasa, potrzaskanego poprzecznymi uskokami. Budują one część wododziałowego grzbietu położonego miedzy Grønfiordem a dolina Linné. Południowa część tego pasma przecina górne cześci dolin zlodowaconych (m.in. Lodowca Aldegonda) i dochodzi do przełęczy z jeziorem Kongress. Poniżej tej przełęczy jest zrzucona poprzecznym uskokiem do doliny Linné, budujac podnóże jej prawego zbocza. Początkowo występuje na powierzchni na prawym brzegu jeziora, a dalej u wylotu doliny przykryta jest morskimi osadami żwirowo-piaszczystymi, tworzącymi podniesioną terase morska (25 m).

Skały tej serii na prawym brzegu jeziora Linné budują ciemne złupkowane wapienie, wyraźnie perforowane, przeławicone gipsami.

^{*} Marian Pulina, Katedra Geomorfologii Krasu Uniwersytetu Śląskiego, ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

Igor Postnov, SEVMORGEO, ul. Moiki 120, 190-121 Leningrad

^{**} Praca finansowana przez Uniwersytet Śląski w ramach badań własnych oraz przez Instytut Geofizyki PAN w ramach realizacji programu C.P.B.P.03.03.

Szerokość odsłoniętego pasa tych skał wynosi około 50 m.

Badania zjawisk krasowych w omawianej części NW Ziemi Nordenskiolda prowadzone były w miesiącach letnich 1983 i 1985 roku przez członków wyprawy Uniwersytetu Śląskiego oraz ekipy hydrogeologów radzieckich SEWMORGEO z Leningradu. Ponadto w ciągu całego roku, w tym również w czasie nocy polarnej, prowadzono obserwacje hydrogeologiczne w związku z projektem wykorzystania wód jeziora Kongress do zaopatrzenia osiedla górniczego Barentsburg.

W trakcie prac terenowych przeprowadzono obserwacje hydrologiczne oraz wykonano analizy fizykochemiczne wód w polskim laboratorium polowym MP-1. Część analiz uzupełniających wykonano w Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie na Spitsbergenie¹.

Bieżące sprawozdania naukowe z prowadzonych badań zostały zamieszczone w raportach z wypraw polarnych Uniwersytetu Śląskiego oraz w ekspertyzach dla kopalni węgla kamiennego w Barentsburgu.

Zjawiska krasowe w rejonie jeziora Kongress

W środkową część wododziałowego grzbietu wcina się głęboka przełęcz, w obrębie której leży oryginalne jezioro Kongress (fot. 1). Jego woda wypełnia formę skalną o kształcie głębokiego leja, osiągającego w centralnej części głebokość 72 m. Jezioro znajduje się w niewielkiej depresji skalnej założonej w szerokiej przełęczy, stanowiącej wraz z szerokim kotłem niewielką zlewnię powierzchniową. W obrębie jeziora zaznaczają się słabo zachowane ślady działalności glacjalnej, które wskazują, że procesy glacjalne odegrały znikomą rolę w rozwoju misy jeziornej.

Jezioro cechuje okresowe odwodnienie powierzchniowe, czynne tylko w czasie wysokich stanów wody, przypadających na wiosenne tajanie śniegów. Przepełniona wówczas misa jeziorna przelewa się przez rygiel skalny założony we wschodniej części jeziora i spływa do skalnej gardzieli zakończonej niewielkim wodospadem, a stąd do rzeki Kongress.

Jezioro jest stale odwadniane drogą podziemną. Przepływ wody odbywa się kanałami krasowymi, których ponory znajdują się w dolnej części jeziora, a wywierzyska poniżej przełęczy z jeziorem w dnie doliny Kongress. Źródła te wypływają w dwóch strefach. Jedna leży w orograficznie lewej części doliny (źródła Kongress II), druga w korycie potoku (źródła Kongress IIa). Poniżej tych dwóch systemów źródeł formuje się duża rzeka Kongress, której przepływ zimowy kształtuje się na poziomie 0,2 m³/s, a w sezonach letnich — 0,5 m³/s.

W rejonie jeziora Kongress występują trzy dalsze systemy źródeł. Największy z nich — Kongress I — leży w NE części jeziora (fot. 2). Woda wypływa ze źródeł zarówno powyżej tafli jeziora, jak i w samym jeziorze w formie podwodnych gryfonów.

Na zachód od jeziora, na zewnętrznym stoku krawędzi depresji wspomnianej przełęczy, ale powyżej poziomu wód w jeziorze, wypływa obfite źródło Kongress IV. Jego wody spływają do doliny Linné.

Następny system źródeł (Kongress III) znajduje się na przedłużeniu źródeł Kongress I, ale już poza depresją jeziorną i poniżej niego. Wody z tych źródeł spływają również do jeziora Linné² (fot. 3).

Ryc. 1 i 2 przedstawiają lokalizację wspomnianych źródeł oraz miejsca poboru prób wody do analiz fizykochemicznych, zestawionych w tab. 1 i 2. Materiały te, jak i wyniki badań hydrologicznych, geomorfologicznych i geologicznych pozwalają podać następującą interpretację zjawisk krasowych.

Wody jeziora Kongress stanowią mieszaninę dwóch genetycznie różnych typów wód. Pierwsze to wody powierzchniowe spływające z niewielkiej zlewni, pochodzące przede wszystkim z topnienia śniegów i opadów. Są one

¹ W 1983 roku analizy chemiczne wykonali M. Pulina i W. Krawczyk z Uniwersytetu Śląskiego, natomiast w 1985 roku — J. Fagundo i J. Valdes z Hawany, uczestnicy wyprawy Uniwersytetu Śląskiego.

² W końcu sierpnia 1985 roku stwierdzono na południowym brzegu jeziora Linné wykwity glpsów w topniejącym płacie lodu nalodziowego. Lód ten pochodzi z wód spływających ze źródła krasowego Kongress III. Część tych wód w okresie letnim przepływa w stożku napływowym. Źródła Kongresu III czynne są również w sezonie zimowym.



Fot. 1. Jezioro Kongress widziane od strony doliny Linné (koniec sierpnia 1984 roku – zdjęcie lotnicze)

Fot. M. Pulina

Photo 1. Kongress Lake seen from the side of the Linné Valley (aerial photograph — the end of August 1985)

Photo by M. Pulina

bardzo słabo zmineralizowane. Wody drugiego typu pochodzą z krasowej cyrkulacji podziemnej. Są silnie zmineralizowane na skutek rozpuszczania gipsów i wapieni. Mają też podwyższoną temperaturę. Na wiosnę duża ilość wód powierzchniowych obniża mineralizację wód jeziora. Wtedy właśnie notuje się najniższą mineralizację wody jeziornej. Mineralizacja ta wzrasta w miarę zmniejszania się dopływu wody powierzchniowej i osiaga maksimum wraz z nastaniem sezonu zimowego. W zimie wypływy wód w źródłach Kongress II i IIa są możliwe tylko pod wpływem opróżniania misy jeziora. Powierzchnia jeziora zamarza, a obniżenie poziomu wody powoduje pękanie lodu i jego zaleganie na stromych stokach misy.

Ze względu na dużą głębokość jeziora występuje tu wyraźna stratyfikacja gęstościowa. Na dnie zalegają cięższe, zimne i silniej zmineralizowane masy wody. Źródła Kongress II i IIa, które czerpią wodę z dna jeziora, miały w jesieni 1985 roku dwukrotnie wyższą mineralizację niż wody na powierzchni jeziora (tab. 1).

Drugi ważny problem związany z rejonem jeziora Kongress dotyczy genezy i funkcjonowania podziemnego drenażu wód w dolnokarbońskiej serii skał krasowych. W rejonie jeziora znajdują się niewątpliwie wyloty tych kanałów krasowych. Powstaje pytanie, gdzie znajduje się strefa alimentacji tych wód, tym bardziej że jest to obszar o głębokiej, kilkusetmetrowej zmarzlinie. Doświadczenia z innych obszarów krasowych Spitsbergenu (Pulina, 1977, 1982) pozwalają przypuszczać, iż miejscem zasilania takich kanałów krasowych mogą być skalne dna zlodowaconych dolin "ciepłych" lodowców subpolarnych. W miejscach tych zanika zmarzlina, a obecność pod- i wewnątrzlodowcowych kanałów termokrasowych wypełnionych wodą gwarantuje dostawę dużej ilości wód przez większą część roku. Należałoby zatem szukać stref alimentacji tego systemu krasowego w górnych częściach zlodowaconych dolin, nacinających najwyższe partie grzbietu wododziałowego, położonych na południe od jeziora Kongress.

Badania doliny Lodowca Aldegonda dostarczyły poważnych argumentów na rzecz takiej koncepcji. Odpływ z tej doliny jest niewspółmiernie niski w stosunku do powierzchni zlewni (tab. 3) — średnio rocznie około 0,05 m³/s, podczas gdy np. w o wiele mniejszej dolinie Stemma osiąga 0,15 m³/s. Dolina Lodowca Aldegonda jest zatem "dziurawa" i może dostarczać znacznych ilości wód do podziemnego systemu krasowego. Podobne miejsca alimentacji znajdują się rów-

nież w najwyższej cześci masywu wododziałowego. Można wiec odtworzyć mechanizm funkcjonowania drenażu podziemnego. W miejscach alimentacji, wzniesionych co najmniej 300 m-500 m powyżej jeziora Kongress (wskazuje na to temperatura wód w źródłach znajdujących się u wylotu kanałów krasowych, wynosząca 2°C-3,9°C), następuje infiltracja wód lodowcowych w otwarte kanały krasowe. Stad woda cyrkuluje najprawdopodobniej na głębokości kilkuset metrów, już poniżej poziomu zmarzliny i spływa grawitacyjnie w rejon jeziora Kongress, gdzie warunki tektoniczne umożliwiaja wylot tych kanałów na powierzchnię. Te właśnie wody o podwyższonej temperaturze. wynikającej ze stopnia geotermicznego, powodują zanik zmarzliny w rejonie jeziora Kongress. Zanik dopływu wód wraz z nastaniem zimy do wyżej położonych źródeł



Fot. 2. Źródła Kongress I. Przy jednym ze źródeł postawiono domek obserwacyjny (koniec sierpnia 1985 roku) Fot. M. Pulina

Photo 2. Springs Kongress I, an observation hut is situated on one of the springs (the end of August 1985) Photo by M. Pulina



Ryc. 1. Szkie północno-zachodniej części Ziemi Nordenskiolda: A – Lodowiec Aldegonda, B – Barentsburg, S – jezioro Stemma, K – jezioro Kongress, I – Isfjord Radio numery 1–16, – lokalizacja analiz chemicznych wód (zgodna z tab. 1); ramka w górnej części szkieu – lokalizacja ryc. 2.

Fig. 1. Sketch-map of the NW part of the Nordenskield Land: **A** — Aldegond Glacier, **B** — Barentsburg, **S** — Stemma Lake, **K** — Kongress Lake, **I** — Isford Radio; numbers 1—16 — sites of chemical analises of water (acc. to Tab. 1); a frame in the upper part of the sketch — locality Fig. 2

Ryc. 2. Szkic obszaru reprodukowanych lejów krasowych u wylotu doliny Linné: 1 – depresje krasowe wypełnione wodą, 2 – lokalizacja analiz chemicznych wód (zgodna z tab. 1).

Fig. 2. Sketch-map of the area of reproduced dolinas at the mouth of the Linné Valley: 1 - karst depressions filled with water, 2 - sites of chemical analyses of water (acc. to Tab. 1)



Właściwości fizykochemiczne wód w rejone Grønflordu i w Physicochemical properties of waters in the Groønflord region

	Data (Date)		{	Wolny	Kationy (Cations)					
No ^a	Godz. (Hour)	t H ₂O [°C]	pH	(F тее) СО₂	Ca ²⁺		м	Na+÷K÷•		
	GMI			[mg/1]	[mv/l]	[mg/l]	[mv/1]	[mg/1]	[mv/1]	
1	17 X 1983 15.00		8,1							
2	IX 1983		7,95		9,00	180	3,00	36	3,50	
3	IX 1983		8,05		9,60	192	2,60	31,2	_	
	29 VIII 1985 12.45	1,2	7,0	0						
4	IX 1983		7,8		9,40	1 8 8	2,80	33,6	2,50	
5	28 VIII 1983 10,10	1,1	7,85		8,60	172	3,00	36	6,70	
	29 VIII 1985 12.30	1,0	7,5	0					_	
6	2 8 VIII 1983 10.00	3,0	7,95		4,60	92	1,60	19,2	7,20	
	29 VIII 1985 17.00		7,8	0					 	
7	28 VIII 1983 9.00	3,0	7,7		18,00	360	6,40	76,8	7,20	
	29 VIII 1985 13.30	3,2	7,1	2,2		 	 			
8	29 VIII 1985 14.40	3,9	7,5	2,2						
9	29 VIII 1985 16.00	2,0	7,45	0	_					
10	31 VIII 1985 8.50	4,0	8,0	0	1,20	24,0	0,60	7,2	0,35	
11	31 VIII 1985 9.20	4,8	7,8	0	1,60	32,0	0 ,60	7,2	0,25	
12	31 VIII 1985 10.15	3,8	8,0	0	0,80	16,0	0,30	3,6	0,19	

dolinie Linné (lato 1983 i 1985) and the Linné valley (summer 1983 and 1985)

Aniony (Anions)						CaCO					
нсс	HCO ⁻ 3		SO 2- 4		Cl-		C ₂₅ °	ΣM^d	Lokalizacja (Locality)		
[mv/1]	[mg/1]	[mv/l]	[mg/1]	[mv/l]	[mg/l]	[mg/1]	[µS/cm]	[mg/l]			
							1380	856			
2,50	152,5	12,40	595	0,60	21,3	450,0	1100	682	rzeka Kongress		
2,50	152,5			0, 60	21,3	480,0	1120	695	(the river Kongress)		
1,50	91,5			0,29	10,3		1106	686			
2,50	152,5	11,60	555	0,60	2 1,3	470,0	1130	701	źródło Kongress IIa (the spring Kongress IIa)		
2,50	152,5	15,20	730	0,60	21,3	4 30,0	1050	651	źródło Kongress II (the spring Kongress		
1,70	103,7			0,29	10,3		1108	687	II)		
2,00	122	10, 80	518	0,60	21,3	230,0	620	384	jezioro Kongress		
							486	345	(Lake Kongress)		
3,00	183	28,00	1344	0,60	21,3	900 ,0	1900	1178	źródło Kongress I (the spring Kongress		
							1938	1203	I)		
							2009	1245	źródła Kongress III (the springs Kongress III)		
							1746	1083	źródło Kongress IV (the spring Kongress IV)		
1,40	85,4	0,50	24,0	0,25	8,7	60,0	205	127	jeziorko krasowe (karstic lake)		
0 ,80	48 ,8	1,40	67,2	0,25	8,7	80,0	248	153	jezioro Linné (Lake Linné)		
1,0 0	61,0	0,10	4,8	0,19	6,6	40,0	125	77	jeziorka krasowe (karstic lakes)		

13	31 VIII 1985 10.35	1,0	8,2	0	1,00	20,0	0,70	8,4	0,35
14	31 VIII 1985 10.55	3,2	8,2		1,20	24,0	0,50	6,0	0,25
15	31 VIII 1985 14.30		8,1	0	0.50	10,0	0,40	4,8	0,23
16	30 VIII 1985 14.00	3,8	7,8	1,1	14,50	290,0	5,80	69,6	0,27
17	31 VIII 1985 13.00		7,85		3,20	64,0	0,80	9,6	0,32

^a Lokalizacja na rys. 1, 2 (Locality in Fig. 1, 2).

^b Wyliczono z różnicy między sumą anionów i kationów (Calculated from the difference

° Przewodność właściwa wody w μ S/cm (Electrical conductivity of water in μ S/cm).

^d Mineralizacja ogólna wody określona metodą konduktometryczną (General mineralization



Fot. 3. Wykwity gipsów z wód spływających ze źródła Kongress IIIa. W głębi południowa krawędź jeziora Linné (koniec sierpnia 1985 roku)

Fot. M. Pulina

Photo 3. Gypsum efflorescence formed of water flowing from the spring Kongress IIIa. In the back o southern coast of the Linné Lake (the end of August 1985)

Photo by M. Pulina

49

1,55	94,6	0,26	12,5	0,2 4	8,4	50,0	203	126	
1,5 0	91,5	0,20	9,6	0,25	8,7	60,0	186	115	j e ziorka kr asowe (karstic lakes)
0,80	48 ,8	0,10	4,8	0,23	8,0	25,0	110	68	
1,85	192,9	18,45	886,5	0,27	9,4	725,0	1597	990	źródło — spring Kongress IIIa
1,75	106,8	2,30	110,4	0,27	9,4	160,0	428	2 65	jeziorko krasowe (karstic lake)

between the sum of anions and cations).

of water determined by means of a conductometric method).

Kongress I i IV jest skutkiem małej dostawy wód lodowcowych w obszarach alimentacji. Ze względu jednak na całoroczną cyrkulację wód w lodowcach subpolarnych pewna jej ilość może się dostawać do kanałów, których wyloty leżą poniżej lustra wód w jeziorze i dlatego dno jeziora oraz źródła Kongress III mogą być zasilane w czasie nocy polarnej.

Reprodukowane leje krasowe u wylotu doliny Linné

U wylotu doliny Linné, w jej wschodniej części występuje zespół kilkunastu owalnych zbiorników wodnych (fot. 3). Sa to formy założone miąższej w pokrywie osadów piaszczysto-żwirowych budujących morska terase (25 **m)**. Kształt tych zagłebień przypomina lej bądź misę o stromych ścianach, których nachylenie wyznacza kąt naturalnego spoczynku budujących je osadów luźnych. Największe zagłębienia występujące w centralnej części tego zespołu osiągają średnicę kilkudziesięciu metrów i głębokość kilku metrów. Mają one kształt obciętego stożka o płaskim dnie, założonym już na litej skale. Małe zagłębienia są najczęściej płaskie i płytkie, z wyraźnie zaznaczonym przegłębieniem. Niektóre z nich mają niewielkie rozmiary - średnica ich wynosi kilka, a najwyżej kilkanaście metrów.

Obserwacje przeprowadzone na tym obszarze w sierpniu 1985 roku skłaniają do przyjęcia krasowej i sufozyjnej genezy tych owalnych zagłębień, w większości wypełnionych wodą. A oto niektóre z argumentów przemawiających za taką koncepcją:

1. Centralna, podłużna depresja z największymi zagłębieniami leży na dolnokarbońskich wapieniach i gipsach. Wychodnie tych skał widoczne są m.in. na ścianach leja położonego najbliżej jeziora Linné.

2. W dnie częściowo opróżnionej misy jeziornej (jesienią 1985 roku zanotowano niski poziom wody w zbiornikach) pokrytej ciemnymi osadami ilastymi, pochodzącymi z przemycia luźnych osadów terasowych, powstały świeże zapadliska.

3. Na powierzchni badanego pola terasy (25 m) brak większych cieków wodnych, natomiast obserwuje się obfitość wody w zagłębieniach. Filtracja wód w luźne osady terasowe, połączenia podziemne między poszczególnymi zbiornikami od najwyżej położonych do najniższych (poziomy wód w zbiornikach są na różnych wysokościach) wskazują na brak zmarzliny nie tylko w obrębie samych skał krasowych, ale i luźnych skałach je przykrywających. Potwierdzają to również wyniki prac badaczy norweskich (Salvigsen, Elgersma, 1985).

4. Wyniki analiz chemicznych wód w zbiornikach wskazują jednoznacznie, że zasilanie tego systemu krasowego odbywa się przez

Tabela 2

Table 2

Niektóre dane hydrologiczne i mineralizacja wód w rejonie jeziora Kongress — wrzesień 1983, sierpień 1983 i 1985

Nrª	Lokalizacja (Locality)	Data (Date) Godz. (Hour) GMT	t H₂O [°C]	Przepływ (Flow) [dm³/s]	MÞ [g/dm³]
6	Jezioro Kongress — brzeg południowy (Lake Kongress	28 VIII 1983 10.00	3,0	_	0,38
	southern shore)	29 VIII 1985	4,5		0,30
7	<pre></pre>	28 VIII 1983 9.00 29 VIII 1985	3,0	22—23	1,2
	I)	14.00	3,2	3840	1,2
5	Źródło Kongress II (The spring Kongress	28 VIII 1983 (10.10 29 VIII 1985	1,1	25	0,65
	II)	13.00	1,0	_	0,69
4	Źródło Kongress IIa (The spring Kongress IIa)	IX 1983		_	0,70
8	Źródło Kongress III (The spring Kongress (III)	29 VIII 1985 15.00	3,9	3 ^d	1,24
16	^c Źródło Kongress IIIa (The spring Kongress IIIa)	30 VIII 1985	3,8	_	0,99
9	Źródło Kongress IV (The spring Kongress IV)	29 VIII 1985 16.00	2,0	20—22	1,08
3	Rzeka Kongress poniżej źródeł	LX 1983	_		0,70
	below the springs)	29 VIII 1985 ,13.00	1,2	—	0,69

^a Lokalizacja prób wody na ryc. 1, zgodna z tab. 1 (Locality of water sampling in Fig. 1 in agreement with tab. 1).

^b Ogólna mineralizacja wody wyliczona metodą konduktometryczną (General mineralization of water calculated by means of the conductometric method).

c Źródła powyżej lustra jeziora Kongress (Springs above the water level of Lake Kongress).

^d Źródło Kongress III ma wyższą wydajność, ale część wody ginie w osadach stożka usypiskowego I wypływa nad brzegiem jeziora Linné (Discharge of the spring Kongress III is higher but a part of water disappeares in deposits of the talus and outflows at the shore of Lake Linné).

• Obok źródła Kongress IIIa zachowały się resztki zimowego lodu nalodziowego, a w nim liczne wykwity gipsów (Near the spring Kongress IIIa remnants of winter auf els with large efflorescence of gypsum).

51

Tabela 3

Table 3

ī

Wielkość denudacji chemicznej gipsów i wapieni w NW części Ziemi Nordenskiolda w latach 1983—1985

Quantity	01	chemical	Nordens	oi kio	gypsum ld Land	and — 19	983—1985	ın	tne	NW	part	01	the
				1		D	. 1	1					_

Obszar (Area)	Mineralizacja (Mineralization) [M = g/l]				Przepływ (Flow) [Q = m³/s]				Spływ jonowyc (Ionic outflow ^c) $[A_m = m^3]$			
	lato (sum- mer)	zima (win- ter)	śr.ª (m.aª)	śr. kr.º (m.a. k.º)	lato (sum- mer)	zima (win- ter)	śr. (m. a.)	śr. kr. (m.a.k.)	lato (sum- mer)	zima (win- ter)	śr. (m.a.)	śr. kr. (m.a.k.
Dolina Lo- dowca Al- degonda (The valley of Alde-, gond Gla- cier)	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,01	0,05	0,02	65	12	77	50
Dolina Kongress (The valley Kongress)	0,5	0,7	0,6	0,7	0,5	0,2	0,3	0,2	1296	1040	2336	1764

^a Średnia roczna (Mean annual).

^b Średnia roczna z obszaru krasowego (Mean annual for the karst region).

^c Spływ jonowy, czyli wielkość rozpuszczonych i odtransportowanych gipsów w m³ (denudacja chemiczna) (Ionic outflow as the amount of dissolved and removed gypsum in cu. m (chemical denudation)).

wody meteoryczne spadające bezpośrednio na powierzchnię terenu oraz spływające z wilgotnego, prawego zbocza doliny. Najwyższe zbiorniki wypełnia woda słabo zmineralizowana, o własnościach zbliżonych do wód powierzchniowych. W centralnej depresji silniej zmineralizowane wody wskazują na ich bezpośredni kontakt ze skałami gipsowymi i wapiennymi.

5. Cechy hydrograficzne i geomorfologiczne wskazują na odwodnienie tego systemu krasowego, który drenuje pole terasy do jeziora Linné.

6. Dobre wysortowanie luźnych osadów terasowych oraz brak w nich najdrobniejszej frakcji, widoczne w obrębie dużych zagłębień, świadczą o silnie rozwiniętych procesach sufozyjnych.

Rozmiary krasowej denudacji chemicznej

Dzięki przeprowadzonym pomiarom i obserwacjom hydrologicznym oraz analizom chemicznym wykonanym w terenie uzyskano pewną liczbę danych, które pozwalają określić rozmiary rozpuszczania skał gipsowych i wapiennych. Brak systematycznych badań, szczególnie pomiarów wydajności źródeł, uniemożliwia obliczenie denudacji chemicznej. Można jednak podać szacunkowe objętości rozpuszczonych i odprowadzonych skał krasowych (spływ jonowy). Ujawniają one rozmiary tego intensywnego procesu krasowego, który tłumaczy powstanie tak obszernych i oryginalnych form krasowych w polarnym, objętym wieloletnią zmarzliną obszarze.

ī



Fot. 4. Zbiorniki wodne (reprodukowane doliny krasowe) na podniesionych terasach morskich u wylotu doliny Linné (koniec sierpnia 1985 roku — zdjęcie lotnicze)

Fot. M. Pulina

Photo 4. Water reservoires (reproduced dolines) in elevated marine terraces at the mouth of the Linné Valley (the end of August 1985 — aerial photograph)

Photo by M. Pulina

Denudację chemiczą (D), utożsamianą często z denudacją krasową, przedstawia się najczęściej w m³/km²·rok rozpuszczonej i odprowadzonej masy skalnej lub w mm/1000 lat zdartej powierzchni skalnej. W przypadku obszarów krasowych te dwie jednostki są sobie równe.

Pewnym aspektem denudacji chemicznej jest tzw. spływ jonowy (A), wyrażany w m³/ /rok. Wielkość ta odpowiada odtransportowanej masie skalnej bez uwzględnienia powierzchni zlewni. Obliczenia denudacji chemicznej i spływu jonowego możemy dokonać posługując się następującymi wzorami (Pulina, 1974):

$$(1) D = 12,6 \frac{T \cdot Q}{P},$$

gdzie:

(2)

 $T = T - T_a,$

gdzie:

$$q = 1000 \frac{-Q}{P}$$

 $D = 0.0126 \cdot T \cdot q.$

 $A = 12, 6 \cdot T \cdot Q$

lub

(3)

$$(4) A' = 0.03456 \cdot T' \cdot Q' \cdot t$$

Objaśnienia symboli użytych we wzorach: D — denudacja chemiczna (w m³/km² · rok lub w mm/1000 lat), 12,6 — współczynnik dla skał wapiennych i gipsowych, T — mineralizacja wody (w mg/dm³ T_a — mineralizacja wody nie pochodząca z procesu rozpuszczania w badanej zlewni (allochtoniczna), często utożsamiana z mineralizacja wód opadowych, Q — odpływ z badanej zlewni (w m³/s), P — powierzchnia badanej zlewni (w km²), q — spływ jednostkowy (w $1/s \cdot km^2$), A — spływ jonowy (w m³/rok), A' — spływ jonowy w określonej liczbie dni (t), T', Q' mineralizacja i odpływ w wielkościach średnich dla określonej liczby dni. Symbole D, T, T_a, Q, q są wyrażone w wartościach średnich rocznych.

Wielkość rozpuszczonych oraz odprowadzonych gipsów i wapieni w NW części Ziemi Nordenskiolda obliczono za pomocą wzorów (3) i (4). Wyniki przedstawiono w tabelach 3-5.

1. Wielkość odtransportowanych gipsów i wapieni w rejonie jeziora Kongress wynosi w ciagu roku około 2 tys. m³ (tab. 3). Ta ogromna masa skalna jest odprowadzana przez wody, których przepływ ocenia się na około $0.2 \text{ m}^3/\text{s}$.

Wielkość tej masy możemy ocenić porównujac ja z objetościa jeziora Kongress, określona na kilkadziesiat tysiecy m³. Gdyby proces rozpuszczania miał miejsce wyłącznie w rejonie tego jeziora, to wystarczyłoby kilkanaście lat na jego powstanie! Oczywiście, rozpuszczanie zachodzi wzdłuż całej serii krasowej budującej grzbiet wododziałowy, niemniej proces powstawania próżni skalnych i z nimi związanych form powierzchniowych jest bardzo szybki. Nasuwa się zatem wniosek, iż jezioro Kongress wraz z systemem nawiązujących do niego kanałów krasowych jest tworem współczesnym, związanym z ostatnim okresem ocieplenia i recesją lodowców Spitsbergenu.

Tabela 4

Table 4

Objętość odtransportowanej rozpuszczonej masy skalnej (Am) w sezonach letnich 1983-1985 w NW cześci Ziemi Nordenskiolda Volume of the removed, dissolved rock mass (A_m) in summer seasons 1983—1985 in the

Obszar (Area)	Ма [g/l]	Q [m³/s]	A♭ [m²]					
Źródło Kongress I (The spring Kongress I)	1,2	0,04	249					
Źródło Kongress III (The spring Kongress III)	1,24	0,01	64					
Źródło Kongress IV (The spring Kongress IV)	1,08	0,02	112					
Źródła Kongress I, III, IV (The springs Kongress I, III, IV)	1,15	0,07	425					
Dolina Linné ^c (The valley Linné ^c)	0,15	0,5	389					
Dolina Stemma ^d (The valley Stemma ^d)	0,05	0,4	104					

NW part of the Nordenskield Land

^a Mineralizacja ogólna wody. (General mineralization of water).

^b Objętość g**ipsów i wapieni** rozpuszczonych i odprowadzonych przez źródła krasowe i rzeki zw. spływ jonowy (Volume of gypsum and limestone dissolved and removed by karst springs and rivers - so called i onic outflow).

° Obejmuje całą dolinę Linné – dane u ujścia jeziora Linné (Covers the whole valley Linné – data at the mouth of Lake Linné).

^d Obejmuje odpływ powierzchniowy i podziemny z jeziora Stemma (Covers surface and underground discharge from Lake Stemma).

Table 5

Wielkość odprowadzonej rozpuszczonej masy skalnej w ciągu doby w końcu sierpnia 1985 roku w NW części Ziemi Nordenskiolda

Obszar (Area)	M [g/l]	Q [m³/s]	A _m [m³/24ʰ]
Dolina Kongress (The valley Kongress)	0,7	0,3	7,3
Źródło Kongress I (The spring Kongress I)	1,2	0,04	1,7
Źródło Kongress I, III, IV (The spring Kongress I, III, IV)	1,15	0,07	2,8
Dolina Linné (The valley Linné)	0,15	0,6	3,1
Pole lejów krasowych w dolinie Linné (The field of karst doli- nes in the valley Linné)			(1,0)

The amount of rock mass carried away in 24 hours at the end of August 1983 in the NW part the Nordenskield Land

2. Różnica wielkości odprowadzonej masy skalnej między jeziorem Kongress a źródłem Kongress I (jedynym, które zasila jezioro) pozwala zorientować się co do wydajności źródeł krasowych wypływających w samej misie jeziornej. Dokonane obliczenia wskazują, iż w jeziorze wypływają źródła o wydajności w miesiącach letnich około 150 l/s i o mineralizacji powyżej 1 g/l a w miesiącach zimowych — około 50 l/s i o podobnej mineralizacji.

3. Pojedyncze źródła krasowe w rejonie jeziora Kongress odprowadzają większą ilość rozpuszczonych skał aniżeli rzeki odwadniające duże doliny nie objęte zjawiskami krasowymi. Fakt ten wskazuje, jak dużą rolę morfotwórczą odgrywają obszary krasu gipsowego w krajach polarnych.

4. Z doliny Linné w czasie jednego sezonu letniego odprowadzane jest 389 m³ rozpuszczonych skał, z czego ponad 60% pochodzi z niewielkich obszarów krasu gipsowego (tab. 4). W końcu sierpnia 1985 roku z doliny tej odprowadzane było 3,1 m³/dobę (tab. 5). W masie tej tylko 1 m³ skały pochodził spoza obszaru gipsowego. Pozostałe 2,1 m³ stanowiły sole ze źródeł Kongress III i IV $(1,1 \text{ m}^3/\text{dobę}).$

5. Z pola reprodukowanych lejów krasowych położonych u wylotu doliny Linné co dobę ubywa co najmniej 1m³ gipsów i wapieni. W przeliczeniu na okres funkcjonowania odwodnienia (pokrywający się z miesiącami letnimi) wartość ta wynosi ponad 150 m³. Jeśli porównamy tę wartość z kubaturą zagłębień, ocenianą na kilkadziesiąt tysięcy m3, to z prostego rachunku wynika, iż wystarczy kilkaset lat na ich powstanie. Trzeba jednak pamiętać o złożonej, krasowo-sufozyjnej genezie tych form. W tym kontekście wystarczą dziesiątki lat na powstanie reprodukowanych lejków krasowych. Wynika stąd, iż formy te powstają współcześnie i są związane z ostatnim okresem deglacjacji na Spitsbergenie.

Charakterystyczne cechy krasu gipsowego na Spitsbergenie

Zjawiska krasu gipsowego na Spitsbergenie rozwijają się intensywnie mimo obecności wieloletniej zmarzliny. Kras gipsowy w NW części Ziemi Nordenskiolda można traktować jako reprezentatywny dla szeroko rozprzestrzenionej na Spitsbergenie sfałdowanej grupy skał Gipsdalen, położonych w bezpośrednim sąsiedztwie serii Hecla Hoek.

Skały gipsowe występują w długich i wąskich pasach, ciagnacych sie zgodnie z przebiegiem zasadniczych struktur geologicznych, natomiast na ogół niezgodnie z siecią odwodnienia powierzchniowego, często przecinajac doliny zlodowacone. W badanym obszarze pasy wchodza w kompleks skał młodszego paleozoiku, budujących grzbiety i masywy wododziałowe. Skały gipsowo-wapienne w najwyższych partiach tych grzbietów przebiegają często pod miąższymi lodowcami typu subpolarnego. Pod takimi lodowcami zanika wieloletnia zmarzlina, a w samych lodowcach nawet w czasie zimy krążą duże ilości wody na skutek procesów termokrasowych. Istniejące tu warunki sprzyjają zatem zasilaniu serii skał gipsowych i wapiennych w duże ilości agresywnych wód. Spływają one grawitacyjnie wzdłuż tej serii krasowej i pokazują się na powierzchni w miejscach, gdzie pozwalają na to warunki tektoniczne lub na kontakcie ze skałami niekrasowymi. Miejsca tych wypływów sa często odległe od zlewni powierzchniowych zasilających kanały krasowe, Badania terenowe dowiodły, że miejsc wypływów nie da sie określić według reguł, jakim podlegają wody powierzchniowe. Moga to być nawet przełecze położone na linii powierzchniowego wododziału.

Podziemna cyrkulacja krasowa powoduje, że jedne zlewnie powierzchniowe mają ujemny bilans wodny ("dziurawe" doliny), inne zaś — dodatni. Charakterystyczną cechą hydrologiczną obszarów z pasmowo rozprzestrzenionym krasem gipsowym jest więc podziemny kaptaż.

Drugim charakterystycznym zjawiskiem polarnych obszarów krasowych jest zanik wieloletniej zmarzliny w skałach krasowych, w których krążą wody, a nawet w pokrywających je osadach luźnych. Przyczyny należy upatrywać w podwyższonej temperaturze tych wód (stopień geotermiczny) oraz w ich obniżonej temperaturze krzepnięcia. To ostatnie zjawisko, zaznaczające się szczególnie w sezonie zimowym, wiąże się z wysoką mineralizacją tych wód. Zapewne dodatkowym czynnikiem sprzyjającym zanikowi zmarzliny w osadach luźnych przykrywających skały krasowe jest proces termokrasowy.

Podziemna cyrkulacja wód wywołuje wzmożony proces rozpuszczania gipsów i wapieni. Jest on tak intensywny, że może powodować powstanie obszernych kanałów (jaskiń) oraz dużych form krasu powierzchniowego. Nawet w obrębie podniesionych teras morskich, których skały krasowe przykrywają osady luźne, mogą się rozwijać duże pola reprodukowanych lejów krasowych. Tutaj proces krasowy jest sprzężony z sufozją mechaniczną.

Najlepsze warunki do rozwoju krasu gipsowego panują w okresach deglacjacji. Wtedy to w subpolarnych, "ciepłych" lodowcach uruchamiają się duże ilości wód z topniejącego lodu. Rozmiary i szybkość denudacji powodują, że kras gipsowy jest tworem współczesnym. Wystarczy stuletni okres deglacjacji, by powstały oryginalne i tak duże formy krasowe wraz z towarzyszącymi im zjawiskami hydrologicznymi, jakie obserwuje się dziś na Spitsbergenie.

Literatura

- Pulina, M., 1974: Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego (Chemical denudation on the carbonate karst areas — summary). Ossolineum, Wrocław, s. 155 ("Prace Geograficzne PAN." Nr 105).
- Pulina, M., 1977: Uwagi o zjawiskach krasowych w południowej części Spitsbergenu (On karst phenomena occuring in the southern part of Spitsbergen — summary). W:

"Kras i Speleologia". T. 1(X). UŚ, Katowice, s. 104—129.

- Pulina, M., 1982: Karst-related phenomena at the Bertil Glacier, West Spitsbergen.
 W: "Kras i Speleologia". T. 4(XIII). US, Katowice, s. 67-82.
- Salvigsen, O., Elgersma, A., 1985: Large-scale karst features and open taliks at Vardeborgsletta, outer Isfjorden, Svalbard, In: Polar Research, 3 n.s. Oslo, s. 145-153.
- Winsnes, T., S., 1988: Bedrock Map of Svalbard and Jan Mayen. Norsk Polarinstitut, Oslo.

Marian Pulina, Igor Postnov

GYPSUM KARST IN THE NW PART OF THE NORDENSKIOLD LAND — WEST SPITSBERGEN

Summary

Areas built of gypsum in Spitsbergen are the sites of distinct karst phenomena, despite occurence of permafrost and long winter with a polar night, circulation of surface waters declines. The gypsum karst in the NW part of the Nordenskiold Land may be treated as representative, for the vast spreading in Spitsbergen, folded group of Gipsdalen rocks that lie in the vicinity of the Hecla-Hoek series.

The paper deals with karst phenomena developed in the central part of the watershed ridge separating Grønfjord from the Linné Valley and in the lower part of the valley (Fig. 1, 2). Karst phenomena are represented here as a well developed circulation of underground water, independent of the surface hydrographic system. Outlets of the channels are located in Kongress Lake and in its vicinity (Photo 1, 2). While charging zones are located in bottom of the "warm" accumulation zones of subpolar glaciers, located at higher altitudes, permafrost disappears or is significantly reduced under these glaciers.

The hydrologic balance of Aldegond Valley suggest that is one of the areas supplying water to the karst hollows. Hydrochemical research has been carried out (Tab. 1) and chemical denudation has been calculated (Tab. 2, 3, 4, 5). The results prove an intensive process of karstification, which may explain current or at least postglacial genesis of such forms as Kongress Lake (a karst doline) or oval water reservoires (reproduced karst dolinas) which are situated at the mouth of Linné Valley (Photo 4). Data presented in the paper were collected during field investigations carried out in summer seasons of 1983 and 1985. They have been supplemented by a whole year hydrological measurements carried out in two years period 1983—1985, including the winter season.

Translated by Marek Niemiec

Marian Pulina, Igor Postnov

KARST GYPSEUX DANS LA PARTIE N-W DE LA TERRE NORDENSKIOLD — SPITSBERG OCCIDENTAL

Résumé

Au Spitsberg les régions construites de gypse la base de développement des phénomènes karstiques intenses malgré la présence du pergélisol de longues années et le long hiver avec la nuit polaire, durant laquelle disparaît la circulation des eaux superficielles. Le karst gypseux de la partie N-W de la Terre Nordenskiold peut être traité comme représentatif pour le groupe de roches plissées de Gipsdalen largement répandues au Spitsberg et situées dans le voisinage de la série de Hecla-Hoek.

L'article aborde les prénomènes karstiques développées dans la partie centrale de la crête de partage séparant Grønfjord de la vallée le Linné et sa partie intérieure (fig. 1, 2). Les phénomènes karstiques se manifestent par une circulation des eaux souterraines bien développée, indépendante du système hydrographique superficiel. Les exutoires de ces chenaux sont localisés dans le lac de Kongress et son voisinage (photo 1, 2). Cependant les zones d'alimentation de ces eaux se trouvent dans les fonds de vallées situées plus haut et dans les cirques couverts de glaciaires subpolaires "chauds". Sous ces glaciers le pergélisol disparaît ou bien subit une importante réduction. La vallée "percée" d'Aldegond, à un bilan hydrologique negatif, est l'une des régions fournissant l'eau à ces chenaux karstiques. On a effectué les recherches hydrochimiques (tab. 1) et on a mesuré la denudation chimique (tab, 2, 3, 4 et 5). Ces résultats démontrent que le processus de karstification est intense ce qui peut traduire la génèse récente, ou au moins postglaciaire des formes karstiques telles que le lac de Kongress (doline karstique) ou des bassins d'eau en forme ovale (dolines karstiques reproduites) situés à l'embouchure de la vallée de Linné (photo 4).

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Powierzchniowe formy krasowe na południowym zboczu Stupryggen (Sörkapp Land, Spitsbergen)**

Treść: Na południowym, wygładzonym przez lodowce zboczu masywu Stupryggen, powyżej zasięgu lodowca Bunge (Bungebreen) stwierdzono znacznych rozmiarów wąwóz oraz system żłobków krasowych. Rozwój tych form został zapoczątkowany około 20 000 lat temu i trwa do dziś. Wody powierzchniowe spływają zgodnie z liniami tektonicznymi w obrębie odsłaniających się wapieni formacji Hecla Hoek.

ją swoich odpowiedników w tej części Spitsbergenu (por. Corbel, 1957, 1959; Pulina, 1974, 1977; Salvigsen, i in., 1983). Pozwalają równocześnie odnieść się krytycznie do tezy J. Corbela (1959), iż na obszarze południowego Spitsbergenu brakuje dużych form krasowych.

Wstęp

Podczas prac geomorfologiczno-geologicznych prowadzonych latem 1980 roku na obszarze północno-zachodniego Sörkapp Landu w ramach wyprawy polarnej zorganizowanej przez Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk autorzy rozpoznali na południowym zboczu Stupryggen, powyżej powierzchni lodowca Bunge liczne powierzchniowe formy krasowe (Kłysz, Lindner, 1982). Są one zgrupowane w dwóch blisko siebie położonych rejonach (A i B na ryc. 1) i reprezentowane przez wawóz krasowy (fot. 1-3), który autorzy proponują nazwać Wąwozem Jewtuchowicza (Jewtuchowicz Gorge na ryc. 1)¹, oraz przez system żłobków krasowych (fot. 5). Formy te zasługują na uwagę, gdyż pod względem genezy, a zwłaszcza rozmiarów nie ma-

Charakterystyka geologiczno--geomorfologiczna

Południowe zbocze Stupryggen jest zbudowane ze zdeformowanych tektonicznie, dolnopaleozoicznych wapieni formacji Hecla Hoek (Flood i in., 1971), zapadających ku zachodowi pod kątem kilkudziesięciu stopni (fot. 3). Obserwacje terenowe (Kłysz, Lindner, 1982) oraz analiza fotogeologiczna tego obszaru (Ostaficzuk i in., 1982) skłaniają do przyjęcia tezy, że dobrze wygładzona powierzchnia tego zbocza jest efektem przede wszystkim egzaracyjnej działalności lodowca pokrywającego niegdyś prawie cały masyw Stupryggen. Dowodem na istnienie tak rozległej pokrywy lodowej może być wklęsły (w rzucie poziomym) zarys środkowej części opisywanego zbocza, będący najprawdopodob-

¹ Doc. dr hab. Stefan Jewtuchowicz, badacz krajów polarnych, był pierwszym polskim geomorfologiem pracującym na tym obszarze (Jewtuchowicz, 1962, 1965). Zmarł tragicznie podczas kolejnej podróży badawczej na Islandii w 1972 roku.

^{*} Leszek Lindner, Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Piotr Kłysz, Instytut Badań Czwartorzędu Uniwersytetu im. A. Mickiewicza, ul. Fredry 10, 61-701 Poznań

^{**} Praca wykonana w ramach planu międzyresortowego MR I-29.



Ryc. 1. Mapa fotogeologiczna południowego zbocza Stupryggen (wg S. Ostaficzuka, L. Lindnera i L. Marksa, 1982):

A — rejon występowania wąwozu krasowego (Jewtuchowicz Gorge), B — rejon występowania żłobków krasowych; 1 — wychodnie skalne z elementami strukturalnymi, 2 — mutony, 3 — skałki, 4 — pokrywy deluwialne, 5 — pokrywy gruzowe, 6 — stożki usypiskowe, 7 — stożki napływowe, 8 — moreny niwalne, 9 — tarasy morskie, 10 — stare osady morenowe, 11 — lód lodowcowy, 12 — martwy lód lodow-cowy, 13 — waly lodowo-morenowe, 14 — pokrywy błotne na wałach lodowo-morenowych, 15 — moreny ablacyjne, 16 — powierzchnie sandrowe, 17 — jeziora, 18 — żłobki krasowe, 19 — płaty śniegu wielo-letniego, 20 — zaglębienia bezodpływowe, 21 — krawędzie erozyjne, 22 — przełomy, 23 — wodospad, 24 — strumienie wodne

Fig. 1. Photogeological map of the southern slope of Stupryggen (after S. Ostaficzuk, L. Lindner and L. Marks, 1982):

A — Jewtuchowicz Gorge area, B — karren area; 1 — rock outcrops with structural features, 2 — mutons, 3 — rock outliers, 4 — deluvial covers, 5 — debris covers, 6 — talus, 7 — alluvial fans, 8 — nival moraines, 9 — marine terraces, 10 — ancient moraines, 11 — glacler ice, 12 — dead ice, 13 — ice-cored moraines, 14 — solifluction covers at ice-cored moraines, 15 — ablation moraine, 16 — outwash plain, 17 — lakes, 18 — karren, 19 — patches of many years snow, 20 — thaw depressions, 21 — edges, 22 — gorges, 23 — waterfall, 24 — streams



Fot. 1 Południowe zbocze Stupryggen — włwóz krasowy (Jewtuchowicz Gorge); lipiec 1980

Photo 1. Southern slope of Stupryggen — the Jewtuchowicz Gorge; July 1980

niej pozostałością starego cyrku lodowcowego, z wyraźnymi zestromieniami (podciosami lodowcowymi) na wysokości 240 m - 300 m i 10 m - 200 m n.p.m., oraz występowanie zespołu mutonów (fot. 4) na powierzchni wypukłego (w rzucie poziomym) zbocza Stupryggen (ryc. 1). Śladem akumulacyjnej działalności tego lodowca są płaty starszych osadów morenowych, zachowane na południowym zboczu Stupryggen, na zachód od rejonów występowania form krasowych. W strefie oddzielającej wskazane zbocze od wyniosłości skalnych Kulmrabben osady morenowe spoczywają na powierzchni tarasu morskiego o wysokości 42 m — 56 m n.p.m., (ryc. 1). Ich sedymentację łączy się z pierwszym, pomaksymalnym rozprzestrzenieniem lodowców würmskich, datowanym w tej części Spisbergenu na około 33-25 000 lat BP (Baranowski, 1977; Kłysz, Lindner, 1982; Lindner, Marks, 1983).

Wobec braku dowodów na przykrycie południowego zbocza Stupryggen przez lodowce młodowürmskie i holoceńskie, a także z uwagi na ekstraglacjalny charakter tego obszaru w stosunku do wałów lodowo-morenowych lodowca Bunge (ryc. 1) z okresu Małej Epoki Lodowej (600 — 100 lat BP) można przyjąć, że zbocze to było wystawione na działanie powierzchniowych procesów krasowych w całym młodszym würmie (Vistulianie) i w holocenie.

Charakterystyka form krasowych

Wąwóz krasowy

Wąwóz ten leży na wysokości 55 m - 80 mn.p.m., w dolnej części wklęsłego zbocza Stupryggen (rejon A na ryc. 1). Jest on wyraźnie wykształconą formą o blisko 100-metrowej długości, 30-metrowej szerokości i głębokości 20 m — 30 m (ryc. 1). Zorientowany jest prawie południkowo i założony wzdłuż jednej z dobrze czytelnych na zdjęciach lotniczych linii strukturalnych — płaszczyzn oddzielności ławic wapieni. Ujście jego barykaduje od południa współczesny wał lodowo-morenowy lodowca Bunge (fot. 2), a dno tworzy płaską powierzchnię akumulacyjną wysłaną żwirami i piaskami, nadbudowanymi u podnóży ścian rumoszem osypiskowym (fot. 1).

W górnej części wąwozu, na jego ścianie zachodniej znajduje się duży wodospad (fot. 1 i 3). którego wody w znacznym stopniu uczestniczą w procesie rozpuszczania wapieni. Głównym źródłem tych wód są obecnie (a zapewne były i w przeszłości) płaty wieloletnich śniegów pokrywających wyżej położone fragmenty zbocza Stupryggen (ryc. 1). Płaty te wypełniają wszystkie większe zagłębienia w powierzchni zbocza, a wypływająca



Fot. 2. Południowe zbocze Stupryggen ujście wąwozu krasowego podparte wałem lodowo-morenowym lodowca Bunge (Bungebreen), lipiec 1980

Photo 2. Southern slope of Stupryggen an outlet of the Jewtuchowicz Gorge dammed by the ice-cored moraine of the Bunge Giacicr (Bungebreen); July 1980



Fot. 3. Południowe zbocze Stupryggen wodospad w górnej części wąwozu krasowego, lipiec 1980

Photo 3. Southern slope of Stupryggen a waterfall in the upstream part of the gorge; July 1980

z nich woda rozpuszcza intensywnie wapienie, w wyniku czego tworzą się nowe systemy wąwozowe na północ i zachód od rejonu występowania żłobków krasowych. Ponadto wypływająca woda intensywnie koroduje bloki i otoczaki wapienne na drodze swojego przepływu.

Widoczne na załączonej mapie (ryc. 1) rozcięcie erozyjne na południowy zachód od opisywanego wąwozu stanowi fragment kolejnej rynny krasowej funkcjonującej sezonowo (wczesnym latem), gdy gwałtowne topnienie pokrywy śnieżnej uwalnia na zboczu Stupryggen tak znaczną ilość wody, że nie mieści się ona w Wąwozie Jewtuchowicza i wówczas jej odpływ następuje dodatkowymi szlakami.



Fot. 4. Południowe zbocze Stupryggen — muton powyżej powierzchni lodowca Bunge (Bungebreen), lipiec 1980

Photo 4. Southern slope of Stupryggen a mutons above the surface of the Bunge Glacier (Bungebreen); July 1980

Żłobki krasowe

Żłobki te zachowane są na powierzchni wypukłego fragmentu południowego zbocza Stupryggen, na wysokości 190 m-230 m n.p.m. (rejon B na ryc. 1). Rozcinają zarówno wapienie tworzące tu zespół form mutonowych (fot. 4). jak i wapienie występujące w ich bezpośrednim otoczeniu (fot. 5). Rozwineły się wzdłuż powierzchni uławicenia wapieni oraz niezależnie od nich, na powierzchniach nachylonych zgodnie ze spadkiem powierzchni terenu. Żłobki te osiagają od kilku do kilkunastu metrów długości, do 1 m szerokości oraz 20 cm — 30 cm głębokości. Z uwagi na charakter oraz kierunek przebiegu (por. Klimaszewski, 1978) można je uznać za zespół żłobków szczelinowo-spływowych i rynnowo-fugowych. Powierzchnie uławicenia powodują miejscami ich asymetrie — łagodna ściana wschodnia i bardzo stroma ściana zachodnia.

Rozwój i wiek form krasowych

Biorąc pod uwagę identyczne warunki litologiczno-tektoniczne rozwoju opisywanych żlobków krasowych i wąwozu, jak również ich zbliżoną orientację przestrzenną (por. ryc. 1), można sądzić, że mimo różnych rozmiarów są one równowiekowe. Znaczne rozmiary wąwozu wynikają przede wszystkim z intensywności procesu rozpuszczania krasowego, uwarunkowanego większą ilością wód powierzchniowych (roztopowych i opadowych), jakie forma ta zbiera z wklęsłej powierzchni zbocza Stupryggen, w porównaniu z niewielką ilością tych wód spływających po wypuklej powierzchni tego zbocza (por. Markowicz-Łohinowicz, 1972, 1976).

Opisane zjawiska upoważniają do stwierdzenia, że nawet w tak niekorzystnych termicznie warunkach klimatycznych, jakie panują na Spitsbergenie, możliwy jest rozwój krasu powierzchniowego. Właśnie na obszarach zimnych działalność rozpuszczająca i żłobiąca wód roztopowych jest tak wydajna, że mogą one rozpuszczać w sobie znaczne ilości CO₂ (Bögli, 1960; Corbel, 1957, 1959, 1964; Ek, 1966; Ek, Plissart, 1965; Hellden, 1973; Pulina, 1974, 1977), Ponadto, w przypadku południowego zbocza Stupryggen nie ma warunków sprzyjających głębokiemu przemarzaniu podłoża ze wzgledu na znaczne przy tej ekspozycji nagrzanie powierzchni wapieni, dochodzace nawet do kilkunastu stopni powyżej zera, co wyraźnie podkreśla kontrast termiczny między podłożem a spływającymi po nim wodami roztopowymi. Jak należy wnosić, analogiczne uwarunkowania istniały zapewne w czasie rozwoju niektóryh powierzchniowych i przypowierzchniowych form krasowych w Tatrach (por. Pulina, 1962; Rudnicki, 1961, 1967; Głazek, 1969; Kotarba, 1972).

Bliższe określenie wieku powierzchniowych form krasowych opisywanego obszaru jest równie trudne jak datowanie innych występujących tu form i osadów czwartorzędowych. Przytoczone przesłanki geomorfologiczne pozwalają wnioskować, że formy te mogły się rozwijać od momentu odsłonięcia południowego zbocza Stupryggen spod pokrywy lodowej (co najmniej 20 000 lat temu) aż do czasów obecnych. Ostatnie badania nad zjawiskami denudacji chemicznej w tej części Spitsbergenu wydają się to potwierdzać (por. Pulina, 1977; Krawczyk, Pulina, 1981).

Obserwacje nad powstawaniem powierzchniowych form krasowych południowego Spitsbergenu pozwalają ponadto dostrzec pewne wyraźne analogie między ich rozwojem a warunkami powstawania takich samych form na obszarze Tatr Zachodnich. Wyraźne



Fot. 5. Południowe zbocze Stupryggen jeden ze żłobków krasowych (bliżej czarna plama mchów); lipiec 1980

Photo 5. Southern slope of Stupryggen a single karren (a dark moss is slightly nearer); July 1980

jest zwłaszcza podobieństwo w rozwoju Wąwozu Jewtuchowicza i wąwozu Kraków (por. Lindner, 1985).

Literatura

- Baranowski, S., 1977: Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu. Wrocław, 157 s. ("Acta Universitatis Wratislavienis". Nr 397).
- Bögli, A., 1960: Kalklösung und Karrenbildung. Z. Geomorph., Suppl., 2: 4-21 [Berlin].
- Corbel, J., 1957: Les Karst du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques Regions de

Comparaison. Inst. des Etudes Rhodan, Mém. et Docum., 12 [Lyon].

- Corbel, J., 1959; Érosion en terrain calcaire, vitesse d'erosion et morphologie. Ann. Géogr., 66(366) [Paris].
- Corbel, J., 1964; L'erosion terrestre, étude quantitative. (Méthodes — Techniques — Résultats) Ann. Géogr., 73(398) [Paris].
- E k, C., 1966; Faible agressivité des eaux de fronte des glaciers à l'exemple de la Marmolada (Dolomites). Ann. Soc. Géol. Belgique, 89(6): 177 —188 [Bruxelle].

- Ek, C., Pissart, A., 1965: Dépôt de carbonate de calcium par congélation et teneur en bicarbonate des eaux fésiduelles. C. R. Acad. Sci., 260: 929-932 [Paris].
- Flood, B., Nagy, J., Winsnes, T. S., 1971: Geological Map Svalbard 1:500000, Sheet 1G — Spitsbergen, Southern Part, Norsk Polarinstitutt, Oslo.
- Głazek, J., 1969: Uwagi o genezie i wieku Jaskiń Wołoszyńskich. Speleologia, **4**, 1: 53—64 [Warszawa].
- Helldén, U., 1973: Some calculations of the denudation rate in a dolomitic limestone area at Isfjord-Radio, West Spitsbergen. Trans. Cave Res. Group of Great Britain, 15(2): 81-87 [London].
- Jewtuchowicz, S., 1962: Studia z geomorfologii glacjalnej północnej części Sörkappu. Łódź, 79 s. ("Acta Geographica Lodziensia". Nr 11).
- Jewtuchowicz, S., 1965: Description of eskers and kames in Gäshamnöyra and on Bungebreen, south of Hornsund, Vestspitsbergen. J. Glaciol., 5(41): 719-725 [Cambridge].
- Klimaszewski, M., 1978: Geomorfologia. PWN, Warszawa, 1098 s.
- Kłysz, P., Lindner, L., 1982: Evolution of the marginal zone and the forefield of the Bunge Glacier, Spitsbergen. Acta Geol. Polon., 32(3-4): 253-266 [Warszawa].
- Kotarba, A., 1972: Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich. Warszawa, 116 s. ("Prace Instytutu Geograficznego PAN". T. 96).
- Krawczyk, W., Pulina, M., 1981: Badania hydrologiczne i hydrochemiczne zlewni Fugleberget (SW Spitsbergen). W: VIII Sympuzjum Polarne. Materiały i sprawozdania. Nr 2. Sosnowiec, s. 23-24.

- Lindner L., 1985: Origin and age of the Cracow Canyon, Western Tatra Mts. Acta Geol. Polon., 35(1-2) [Warszawa].
- Lindner L., Marks, L., 1983: Geologiczne i geomorfologiczne ślady würmskich i holoceńskich zlodowaceń w rejonie Hornsundu; Spitsbergen. W: Polskie badania polarne 1970–1982. X Sympozjum Polarne [...]. Toruń.
- Markowicz-Łohinowicz, M., 1972: Aktywność chemiczna wód krasowych. Speleologia, 7, 1-2: 25-43 [Warszawa].
- Markowicz-Łohinowicz, M., 1976: L'indice de corrosion linéarie. In: Proceedings 6th International Congress Speleol. T. 4. Praha, s. 267—270.
- Praha, s. 267—270. Ostaficzuk, S., Lindner, L., Marks. L., 1982: Photogeological map of the Bungebreen forefield (West Spitsbergen), scale 1:10 000. PPWK, Warszawa.
- Pulina, M., 1962: Jaskinia Śnieżna w Tatrach Zachodnich. Czasop. Geogr., 33(4): 475—491 [Warszawa—Wrocław].
- Pulina, M., 1974; Preliminary Studies on Denudation in SW Spitsbergen. Bull. Acad.
 Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre, 22(2): 83-99 [Warszawa].
- Pulina, M., 1977: Uwagi o zjawiskach krasowych w południowej części Spitsbergenu. W: "Kras i Speleologia". T. 1(X). UŚ, Katowice, s. 104—129.
- Rudnicki, J., 1961: Kraków Canyon. In: VIth Congress Intern. Association Quat. Research (INQUA). Guide-Book of Excursion From the Baltic to the Tatras. Part 3: South Poland. Łódź, s. 209-210.
- Rudnicki, J., 1967: Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich. Acta Geol. Polon., 17(4): 521-591 [Warszawa].
- Salvigsen, O., Lauritzen, Ø., Mangerud, J., 1983: Karst and karstification in gypsiferous beds in Mathiesondalen, Central Spitsbergen, Svalbard. In: Polar Research 1 n.s. Oslo, s. 83-88.

SURFACE KARST FEATURES AT A SOUTHERN SLOPE OF STUPRYGGEN (SÖRKAPP LAND, SPITSBERGEN)

Summary

The paper presents the surface karst features discovered by the authors at a southern slope of Stupryggen (Fig. 1) during their investigations of summer 1980 in the Sörkapp Land (Spitsbergen), within the expedition organized by the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences. Among these features there is a large gorge (Phots 1—3) and a karren system; the latter occurs at roches moutonnées as well as in their vicinity (Phots 4-5).

The authors propose to name the mentioned gorge the Jewtuchowicz Gorge to honour Ass. Prof. Stefan Jewtuchowicz the Polish explorer of this area (Jewtuchowicz, 1962, 1965) who died in a tragic accident in 1972 during a research expedition to Iceland.

A development of the described karst features is strongly controlled by bedding of the Lower Palaeozoic limestones of the Hecla Hoek Formation. It has been started about 20 000 years ago when the southern slope of Stupryggen was exposed from under a glacial cover (Kłysz, Lindner, 1982).

Translated by Marek Niemiec

Leszek Lindner, Piotr Kłysz

LES FORMES KARSTIQUES SUR LE VERSANT MÉRIDIONAL DE STUPRYGGEN (SÖRKAPP LAND, SPITSBERG)

Résumé

Cette notice présente la description des formes karstiques découvertes par les auteurs sur le versant méridional de Stupryggen (fig. 1) au cours des recherches effectuées en été 1980 au Sörkapp Land (Spitsberg) dans le cadre de l'expédition organisée par l'Institut de Géophysique de l'Académie Polonaise des Sciences. Ces formes sont représentées par un assez grand ravin (Photo. 1-3) et les lapiés karstiques formés également sur les surfaces moutonées que leur environnement (Photo. 4-5).

Les auteurs proposent de nommer ce ravin comme le Ravin de Jewtuchowicz pour commémorer Prof. Stefan Jewtuchowicz chercheur de pays polaires — le premier géomorphologue polonais menant ses recherches dans cette region (Jewtuchowicz, 1962, 1965), mort tragiquement en 1972 durant l'expédition scientifique en Islande.

Le développement de ces formes est dû aux traits lithologiques et structuraux des calcaires de formation de Hecla-Hoek. Leur formation a commencé il y a 20 000 ans environ, au moment de l'affleurement du versant méridional du massif Stupryggen de dessous de la calotte glaciaire (Kłysz, Lindner, 1982) et continue jusqu'à nos jours.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Geneza Jaskini w Trzech Kopcach w Beskidzie Śląskim

Treść: Na podstawie pomiarów spękań ciosowych i powierzchni uławicenia skał fliszu karpackiego odtworzono ruchy bloków skalnych budujących korytarze Jaskini w Trzech Kopcach w Beskidzie Śląskim. Otrzymane wyniki pozwoliły na wydzielenie trzech rodzajów ruchów, w wyniku których powstały poszczególne korytarze jaskini.

Wstęp

Procesy osuwiskowe, jakim podlegają grzbiety górskie fliszowego pasma Beskidów, powodują rozwój jaskiń dylatacyjnych. Tworzą się one w podszczytowych partiach tych gór, w miejscach gdzie zapadanie warstw jest konsekwentne, zgodne ze spadkiem stoku. Jaskinie beskidzkie nie były dotychczas przedmiotem bardziej szczegółowych badań. Opublikowane już informacje dotyczą raczej poszczególnych jaskiń i mają charakter krótkich notatek popularnonaukowych.

Pierwszą bardziej obszerną charakterystykę jaskiń fliszowych podał K. Kowalski (1954). Uważa on, że tworzenie się jaskiń w Beskidach jest wynikiem procesów głównie osuwiskowych, w mniejszym zaś stopniu — procesów tektonicznych i wietrzenia. "Erozja rzeczna powoduje w Karpatach fliszowych często naruszenie równowagi mas skalnych, wywołując powstanie pęknięć i osuwisk. Wynikiem ich jest najczęściej tworzenie się na powierzchni otwartych szczelin i rowów poprzecznych do linii spadku stoku. Niekiedy jednak szczeliny tworzą się w głębi pod osłoną nienaruszonych warstw powierzchniowych, dając początek jaskiniom. Bieg ich bywa z reguły również równoległy do poziomic, a o genezie osuwiskowej świadczą znajdujące się w pobliżu rowy i nasypy obsuniętego materiału skalnego [...]" (K. Kowalski, 1954, s. 25).

S. Janiga (1974) opisując jaskinie z okolic Dukli, wiąże ich powstanie również z procesami osuwiskowymi.

Badaniem jaskiń w Beskidach Zachodnich zajmował się także J. Mikuszewski (1975). Opisał on morfologię jaskiń fliszowych oraz przedstawił geologiczne i morfologiczne warunki ich występowania. Jego zdaniem o tworzeniu się jaskiń decydują czynniki tektoniczne, strukturalne i litologiczne, natomiast czynnik morfologiczny decyduje o intensywności i kierunku ruchu mas skalnych.

Na temat samej Jaskini w Trzech Kopcach istnieją trzy prace, z których dwie mają charakter popularnonaukowy, trzecią zaś jest wspomniana już praca K. Kowalskiego (1954), opisująca dojście do jaskini, jej morfologię i stosunki termiczne. Zawiera ona także plan jaskini. Sądząc jednak z opisu i planu, jaskinia nie była znana autorowi w całości. Świadczy o tym również informacja, mówiąca że długość korytarzy wynosi 260 m, natomiast obecnie ocenia się ją na 400 m (Mikuszewski, 1975).

^{*} Katedra Geomorfologii Krasu Uniwersytetu Sląskiego, ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań:
1 – Jaskinia w Trzech Kopcach, 2 – grzbiety górskie, 3 – cieki, 4 – drogi Fig. 1. Locality of the research area:
1 – the Cave in Trzy Kopce, 2 – mountain ridges, 3 – streams, 4 – roads

Morfologia otoczenia jaskini

Jaskinia w Trzech Kopcach zlokalizowana jest na południowym stoku Trzech Kopców (1080 m n.p.m) w Beskidzie Śląskim (ryc. 1). Masyw ten, podobnie jak cały Beskid Śląski, zbudowany jest z utworów fliszowych, reprezentowanych przez gruboławicowe warstwy godulskie płaszczowiny śląskiej (Burtanówna i in., 1937). Wejście do jaskini znajduje się na wysokości 950 m n.p.m. Średnie nachylenie stoku wynosi 20° (ryc. 2).

W morfologii stoku wyraźnie zaznaczają się trzy rowy rozpadlinowe, będące formami



Ryc. 2. Szkic morfologiczny otoczenia Jaskini w Trzech Kopcach: 1 — skarpa, 2 — leje zapadliskowe, 3 — rowy rozpadlinowe, 4 — ścieżka, 5 — otwór wejściowy do jaskini, 6 — zarys korytarzy jaskini, 7 — las, 8 — ciek okresowy, 9 — młodnik, 10 — granica lasu

Fig. 2. Morphological sketch of the vicinity of the Cave in Trzy Kopce: 1 — a scarp, 2 — collapse sinks, 3 — rifts, 4 — path, 5 — entrance to the cave, 6 — an outline of the cave passages, 7 — forest, 8 — temporary stream, 9 — young forest, 19 — the forest limit

związanymi z wielką niszą osuwiska obejmującego swym zasięgiem południowe zbocze między Trzema Kopcami a Stołowem (1035 m n.p.m.). Rowy te ciągną się prostopadle do spadku stoku i wyklinowują się w stoku Trzech Kopców. Jest to wschodnie zakończenie niszy. Pierwszy z rowów leży, na wysokości 1050 m n.p.m. i jest szerokim obniżeniem o niewielkim nachyleniu zboczy. Drugi rów, na wysokości 980 m n.p.m., ma w przekroju kształt litery V, jego zbocze północne o wysokości ponad 20 m jest nachylone 28° ku S, natomiast zbocze południowe o wysokości 2 m—4 m ma nachylenie 2° ku N. Dno tego rowu wypełnione jest materiałem zwietrzelinowym. Trzeci rów znajduje się na wysokości 930 m n.p.m., jest podobny do poprzedniego, zbocze północne o nachyleniu 20° ku S i wysokości około 20 m przechodzi w płaskie dno o szerokości 10 m. Zbocze południowe jest nachylone 8° ku N, a jego wysokość wynosi 3 m.

Powierzchnia stoku w bezpośrednim otoczeniu jaskini jest bardziej urozmaicona. We wschodniej części znajduje się lej zapadliskowy w kształcie owalnym, którego dłuższa oś ma 6,5 m, krótsza zaś — 4,5 m. W dnie tego leja znajduje się wejście do jaskini. Na zachód, w odległości 60 m znajduje się fragment trzeciego rowu rozpadlinowego. Bezpośrednio nad nim wznosi się stroma (36°) skarpa, przechodząca w płaską półkę o szerokości 12 m, na której znajdują się liczne leje zapadliskowe. Trzy środkowe leje połączyły się, tworząc rów rozpadlinowy o długości 20 m i szerokości 10 m. W odległości 50 m na północny zachód od zespołu lejów rozciąga się końcowy fragment drugiego rowu rozpadlinowego. W południowej części omawianego obszaru jest niewielka zerwa.

Morfologia jaskini

Jaskinię w Trzech Kopcach stanowi system pięciu korytarzy rozwiniętych na różnych poziomach i połączonych ze sobą studniami lub niewielkimi, drugorzędnymi korytarzami o dużym nachyleniu. Dno jaskini pokryte jest różnej wielkości blokami piaskowca, okruchami łupków i gliną zwietrzelinową. W miejscach większego nagromadzenia gliny dno jest błotniste, tworzą się zagłębienia wypełnione wodą. Strop jaskini tworzą luźne zaklinowane bloki piaskowca bądź jego monolityczne ławice, często silnie spękane (fot. 1).

Otwór wejściowy do jaskini znajduje się w dnie leja zapadliskowego i ma charakter studni o głębokości 4,3 m. Z dna tej studni poprzez niewielkie zawalisko przechodzi się do Sali z Obeliskiem, która jest fragmentem

korytarza ciągnącego się na linii NW-SE (korytarz C na ryc. 3). W planie ma ona kształt zbliżony do prostokąta o długości 6 m i szerokości 2 m. Wysokość sali wynosi okolo 5 m, jej strop tworzą zaklinowane bloki piaskowca. Ku wschodowi szeroki korytarz tworzący salę zwęża się, przechodząc w długa (18 m) szczelinę o przekroju wydłużonego trójkata. W zachodniej części sali dno korytarza podnosi się i dochodzi do progu o wysokości 3 m. który jest jednocześnie poczatkiem dużego zawaliska. Za strefą zawaliska korytarz C łączy się z niżej biegnącym korytarzem E. Połaczenie to tworzy Sale Wielka o długości 8 m i szerokości 4 m; jest ona dwustopniowa, tzn. dolna część sali utworzona jest przez końcowy odcinek korytarza E, natomiast górna to fragment korytarza C. Obie części oddzielone są progiem o wysokości 3 m. Maksymalna wysokość tej sali wynosi 10 m. Jej strop tworzą zaklinowane bloki piaskowca. W zachodniej części sali znajduja się dwa kominy o wysokości 4 m, prowadzące do wyżej położonego korytarza B (ryc. 3). Długość tego korytarza wynosi 19 m, jego przekrój ma kształt prostokąta o szerokości 1,5 m-2,0 m i wysokości 1,5 m-3,0 m. Strop stanowia monolityczne ławice piaskowca. W środkowej części korytarza B znajduje się zacisk prowadzący do korytarza A. Początkowy odcinek tego korytarza jest bardzo ciasny i kręty, w przekroju ma kształt trójkata o wysokości 2 m-3 m i szerokości 0,5 m-1,0 m. W dalszej części korytarz rozszerza się przechodząc w Salę Wilczą o szerokości 3 m i długości 8 m, której przedłużeniem ku zachodowi jest wąski korytarzy o wysokości 1,5 m i długości 23 m. W centralnej części Sali Wilczej znajduje się studnia, która poprzez Salę Rycerzy, Salę Odkrywców i dalej bardzo wąskim korytarzem w formie szczeliny prowadzi do korytarza D. Ma on w przekroju kształt rombu, jego strop tworzą zaklinowane bloki piaskowca. Cały korytarz składa się z kilku odcinków, których szerokość przy końcu wschodnim wynosi około 1 m, a następnie zwiększa się ku zachodowi do 3 m. Ostatni odcinek tego korytarza kończy się niewielką Salą Kazików.

Z Sali Odkrywców w kierunku wschodnim prowadzi wąski prostokątny korytarz łączący ją z dolną częścią Sali Wielkiej. Przedłu-



Fot, 1. Jaskinia w Trzech Kopcach (Beskid Sląski). Strop jaskini utworzony przez silnie spękane ławice piaskowca

Fot. J. Bugdol

Phot. 1. The Cave in Trzy Kopce, Silesian Beskidy Mts., the cave roof formed by intensively fissured sandstone beds

Photo by J. Bugdol



Ryc. 3. Plan Jaskini w Trzech Kopcach (wg Z. Ładygina, 1971 — uproszczony): 1 — korytarze jaskini rozwinięte na różnych poziomach, 2 — studnie zapadliskowe, 3 — progi skalne, 4 — miejsca w których dokonano pomlarów spękań; A, B, C, D, E — główne korytarze jaskini (opis w tekście); a, b, c, d, e, f — przekroje poprzeczne, których polożenie zaznaczono na planie

Fig. 3. Plan of the Cave in Trzy Kopce (acc. to Z. Ladygin, 1971 — symplified): 1 — cave passages developed in different levels, 2 — collapse sinks, 3 — rock thresholds, 4 — places where fissures have been measured; A, B, C, D, E — main passages of the cave (description in the text), a, b, c, d, e, f — cross sections marked in the plan
żeniem tej części Sali Wielkiej ku SE jest korytarz E o szerokości 1,5 m i całkowitej długości 18 m oraz przekroju mającym kształt trapezu. Korytarz ten po 8 m urywa się progiem o wysokości 1,2 m, po czym rozszerza się do 3 m, tworząc salę zwaną Jadalnią. Sala ta kończy się skrzyżowaniem dwóch wąskich korytarzy; pierwszy, będący jej przedłużeniem ku SE, zakończony jest wysokim progiem, drugi natomiast (o kierunku NW--SE) prowadzi przez małe zawalisko do otworu wyjściowego.

Związek rzeźby powierzchniowej z systemem korytarzy Jaskini w Trzech Kopcach

W morfologii otoczenia Jaskini w Trzech Kopcach wyróżniają się leje zapadliskowe, nisze, zerwy, a także końcowy fragment rowu rozpadlinowego.

Porównując rozmieszczenie form powierzchniowych z przebiegiem korytarzy jaskini (ryc. 2), można stwierdzić, że formy te nie są rozwinięte bezpośrednio nad jaskinią, ale na zachód od niej, niejako w przedłużeniu całego systemu korytarzy. Wyjątek stanowi lej, w którego dnie znajduje się otwór wejściowy do jaskini. Analiza rzeźby powierzchni otoczenia jaskini skłania do stwierdzenia, że system korytarzy był także rozwinięty bardziej na zachód, w miejscu, gdzie obecnie znajdują się leje. Powstanie ich zostało spowodowane zawaleniem się stropów dawnych korytarzy. Obecna morfologia terenu świadczy o tym, że jaskinia była formą inicjalną dla grawitacyjnych form — bardziej dojrzałych, takich jak leje i rowy rozpadlinowe.

Wpływ systemu spękań na rozwój korytarzy jaskini

W celu wyjaśnienia mechanizmu tworzenia się poszczególnych korytarzy Jaskini w Trzech Kopcach przeprowadzono pomiary azymutu upadów spękań ciosowych oraz powierzchni uławicenia. Analizowano pięć głównych korytarzy jaskini. Wyniki pomiarów zestawiono na pięciu parach diagramów sferycznych, na siatce równopowierzchniowej Schmidta w projekcji górnej półkuli (por. Pulinowa, Pulina, 1970; Kozior, 1976). Dla każdego korytarza sporządzono diagram ze ściany odstokowej ($A_1 - E_1$), która jest bardziej stabilna, oraz ze ściany położonej niżej na stoku ($A_2 - E_2$), która uległa deformacjom. Ze względu na trudny dostęp do szczelin wykonano zaledwie kilka pomiarów, lecz mimo to zdecydowano się na ich procentowe ujęcie i zobrazowanie izoliniami, dzięki czemu uchwycono tendencję do deformowania się poszczególnych bloków na stoku (ryc. 4).

Korytarz A (ściana A₁, A₂)

W ścianie A1 powierzchnie uławicenia tworzą dwa maksima w III ćwiartce, przy niskich wartościach azymutów upadów; spękania ciosowe tworzą system o małej intensywności, krzyżujący się pod kątem prostym. W ścianie A, większe rozproszenie spekań założonych wzdłuż powierzchni uławicenia wskazuje na rozluźnienie bloku. Uległ on ruchowi wokół osi pionowej o kilka stopni i ku S oraz rotacji wokół osi poziomej, na co wskazuje przesunięcie maksimów W1 i W2 w kierunku IV ćwiartki. Przesuniecie spowodowało wyostrzenie się obrazu spękań ciosowych wraz z ujawnieniem się nowych spekań - T3 i T4. W wyniku zaistniałych ruchów powstał korytarz jaskini o przekroju trójkąta; ku E korytarz ten zwęża się.

Korytarz B (ściana B₁, B₂)

Powierzchnie uławicenia w ścianie B1 tworzą wyraźne maksimum w III ćwiartce, przy niskich wartościach upadów. Spękania ciosowe, wskazujące większe rozproszenie, krzyżują się pod kątem prostym i mają wysokie wartości upadów. Przestrzenny obraz spekań w ścianie B₂ jest podobny; zaostrzają się tu jedynie maksima powierzchni uławicenia oraz ciosu. Układ taki wskazuje, że blok B1 zsunął się po powierzchni uławicenia. W zasadzie nie burzy to obrazu spękań, zwiększa natomiast ich intensywność (ryc. 5, fot. 2). Powstał tu korytarz o przekroju prostokątnym, którego szerokość jest równa wielkości przesunięcia bloku. Strop tego korytarza tworzy monolityczna ławica piaskowca,





Ryc. 4. Diagramy spękań w Jaskini w Trzech Kopcach — korytarz A, B, C, D, E: W – powierzchnie uławicenia, T – spękania closowe

Fig. 4. Diagram of fissures in the Cave in Trzy Kopce — passage A, B, C, D, E: \mathbf{W} — bedding surfaces, \mathbf{T} — joint fissures

Korytarz C (ściana C1, C2)

Powierzchnia uławicenia tworzy w ścianie C_1 maksimum w III ćwiartce, przy wysokich wartościach upadów. Bardzo wyraźnie zaznaczony jest krzyżujący się układ spękań ciosowych. Spękania założone na powierzchniach uławicenia w ścianie C_2 uległy przesunięciu do IV ćwiartki. Obraz spękań ciosowych jest bardziej rozproszony; maksimum T_1 na N zanika. Porównanie obu diagramów wskazuje, że blok poniżej korytarza C ulega niewielkiemu ruchowi wdłuż osi pionowej. Wzdłuż tej osi nastąpiło również małe przesunięcie — kąt upadu zmienił się z 12° SW na 8° W (ryc. 6). W tym wypadku ruch był przeciwny do upadu warstw i powstał korytarz o przekroju trójkąta.



Fot. 2. Jaskinia w Trzech Kopcach, Beskid Śląski, korytarz jaskini powstały przez zsuw bloków skalnych

Fot. J. Bugdol

Phot. 2. The Cave in Trzy Kopce Silesian Beskidy Mts., the cave passage formed due to stone blocks sliding

Photo by J. Bugdol

Korytarz D (ściana D_1 , D_2)

Różnica między obu diagramami odnosi się głównie do systemu spękań ciosowych $T_1 - T_1'$. Na diagramie D_2 spękania te ujawniają się tylko w II ćwiartce, w przeciwieństwie do diagramu D_1 , gdzie występują symetrycznie w II i IV ćwiartce. Na diagramie D_2 widoczna jest również intensywność powierzchni uławicenia. Analiza diagramów i bezpośrednie obserwacje korytarza jaskini pozwalają stwierdzić, że powstanie korytarza związane jest z rozwojem spękań ciosowych wskutek grawitacyjnych nacisków nadległych mas skalnych. W wyniku tego ruchu powstał korytarz o przekroju w kształcie rombu.

Korytarz E (ściana E₁, E₂)

W ścianie E_1 powierzchnie uławicenia tworzą maksimum w III ćwiartce, przy niskich wartościach upadów. Obraz spękań ciosowych jest bardziej rozproszony. Oprócz zasadniczych spękań T_1 i T_2 występują spękania T_3 . W ścianie E_2 maksimum powierzchni uławicenia ulega przesunięciu kilka stopni ku centrum diagramu i obrotowi o kilkanaście stopni ku N. Tu bardzo wyraźnie zaznaczają się dwa krzyżujące się systemy spękań ciosowych. Blok położony poniżej korytarza E uległ ruchowi wzdłuż osi pionowej o kilkanaście stopni ku N oraz rotacyjnemu obrotowi wzdłuż osi poziomej, zmieniając upad z 11° na 8°. Ruchom tym towarzyszył ześlizg po upadzie warstw o 2 m—3 m, co doprowadziło do powstania korytarza. Wówczas to ujawniły się dodatkowe spękania T_1 i T_2 , tworząc wyraźne centra na diagramie.

Uwagi końcowe

Jaskinie we fliszu występują najczęściej w podszczytowych partiach wzgórz. Są one jedną z inicjalnych form rozpadu grzbietów górskich pod wpływem procesów odprężeniowo-grawitacyjnych. Jaskinia w Trzech Kopcach jest tego klasycznym przykładem. Stanowi jeden z elementów całego systemu form towarzyszących rozległej niszy starego osuwiska, obejmującego swym zasięgiem górne partie wzgórza Trzy Kopce i wzgórza Stoły. Na powierzchni w otoczeniu jaskini, której główne ciągi są ułożone równolegle do



Ryc. 5. Schemat powstawania korytarza jaskini przez zsuw bloków skalnych

Fig. 5. The scheme of passages formation due to stone blocks sliding





Ryc. 6. Schemat powstawania korytarza jaskini przez rotację bloków skalnych

Fig. 6. The scheme of the cave passages formation due to rotation of stone blocks

stoku, występują skarpy, progi, rowy rozpadlinowe i leje zapadliskowe. Formy te w porównaniu z korytarzami jaskiniowymi są bardziej zaawansowane w rozwoju.

Przeprowadzona analiza spękań ciosowych i powierzchni uławicenia pozwoliła ustalić sposób rozwoju korytarzy Jaskini w Trzech Kopcach. Badania wykazały, że w przeszłości nastąpił tu indywidualny ruch bloków skalnych. I tak, korytarze biegnące równolegle do stoku o przekroju poprzecznym w kształcie prostokata utworzone zostały przez równoległe przesunięcie bloku po powierzchni uławicenia. Ruch miał tu charakter zsuwu. Korytarze o trójkatnym przekroju powstały przez rotacyjny (wsteczny) obrót blo-; ku wokół osi poziomej. Oprócz wymienionych typów ruchu bloki ulegały również odkształceniom i ześlizgom o różnym kierunku. Można to odczytać z planów korytarzy oraz z ich przekrojów poprzecznych.

Na przykładzie Jaskini w Trzech Kopcach można stwierdzić, że proces deformowania się zbocza jest długotrwały, sięgający praw-

dopodobnie schyłkowych faz plejstocenu. Rozpad masywu następował stopniowo, w postaci bloków oddzielonych spękaniami. Bloki te, uczestnicząc w ruchu osuwiska, przemieszczają się indywidualnymi drogami w dół stoku.

Badania jaskiń w skałach fliszowych pozwalaja odtworzyć początkowe stadia deformowania się stoku. Dają możliwości wglądu w strukture szczytowych partii grzbietów beskidzkich.

Literatura

Burtanówna, J., Konior, K., Książkiewicz, M., 1937: Mapa geologiczna Karpart Śląskich. PAU, Kraków.

- Janiga, S., 1974: Uwagi o genezie jaskiń w okolicy Dukli, Czasop, Geogr., 45(3): 355-360 [Wrocław].
- Jawański, W., 1973: Charakterystyka spekań fliszu karpackiego dla modelowania przepływu wody. Supplement do: "Rozprawy Hydrotechniczne". Nr 32: Z problematyki budownictwa wodnego. PWN, Warszawa—Poznań.
- Kowalski, K., 1954: Jaskinie Polski. Cz. III. PWN, Warszawa, 192 s.
- Koziar, J., 1976: Ćwiczenia z geologii dynamicznej. Cz. 3. Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 71-79.
- Ładygin, Z., 1971: Nowe jaskinie w Bes-
- kidzie Śląskim. Wierchy, 40 [Kraków].
 Mikuszewski, J., 1975: Jaskinie w Bes-kidach Zachodnich. Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 31, 5 [Kraków].
- Pulinowa, M., Pulina, M., 1970: Analiza spękań Jaskini Niedźwiedziej. W: "Acta Universitatis Wratislaviensis", Nr 127: Studia Geograficzne, 14. Wrocław, s. 39-43.

Wojciech Puchejda

THE ORIGIN OF THE CAVE IN TRZY KOPCE IN THE SILESIAN BESKIDY MTS.

Summary

The cave is situated in the Silesian Beskidy Mts. (the West Carpathians), on the southern slope of Trzy Kopce Hill (1080 m a.m.s.l.) in thick bedded godulian sandstones of the Silesian sheet (fig. 1, 2). This is a typical example of a dilatation cave developed in the upper part of the flysch massif. It is one of the elements of the system of forms which accompany an old landslide scar. Older forms, than the cave in Trzy Kopce, occur on the surface and in its vicinity. These are scarps and collapse sinks. The analysis of joint fissures and the bedding surface helped to reconstruct mechanism of blocks movements which formed passages (fig. 3, 4). Hence passages with a square section have been formed due to parallel sliding of blocks along the bedding; passages with a triangular section have been formed due to back rotation of blocks around the horizontal axis (fig. 5, 6, photo 1, 2).

The cave in Trzy Kopce is an example of an initial form (a system of dilatation fissures) formed during a long-lasting process of decay of the flysch mountain ridges due to stress releving as well as gravitation. Examinations of caves in flysch rekks help to reconstruct initial stadia of slope deformations, they also enable observation of the structure of the upper parts of the Beskidy Mts. ridges which are built of flysch rocks.

Translated by Marek Niemiec

Wojciech Puchejda

GÉNÈSE DE LA GROTTE À TRZY KOPCE DANS LES BESKIDES DE SILÉSIE

Résumé

La grotte se trouve dans les Beskides de Silésie (Carpates Occidentales) sur le versant S de la colline Trzy Kopce (1080 m d'altitude) à l'interieur des grès stratifiés épais faisant partie du bloc charrié de Silésie (fig. 1). C'est un exemple classique d'une grotte de dilatation, développée dans les parties supzrieures du massif de flysch. Il constitue l'un des éléments du système de formes que accompagnent un vaste et ancien éboulement. Les formes plus anciennes que la grotte apparaissent sur la surface et son entourage. Elles sont représentées par des escarpments, des crevasses et des entonnoirs d'effondrement. L'analyse des joints et de la surface de stratification permet de reconstruire le mécanisme du mouvement de blocs qui ont amené à la formation des galeries (fig. 3, 4). Ainsi — les galeries au profil rectangulaire ont été formées par suite des glissements paralèlles de blocs sur les bancs de grès; les galeries au profil trangulaire ont été formées par suite du recul de blocs autour de l'axe vertical (fig. 5, 6, photo 1, 2).

Cette grotte est l'exemple d'une forme initiale (système de fissures de dilatation) formée au cours d'un long processus de dégradation de crêtes de montagne sous l'influence de la détente et de la gravitation. Les recherches sur les grottes dans le flysch permettent de reconstruire les stades initiaux de la déformation de versants et d'étudier la structure des parties de crêtes formées de flysch.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Z geologii Jaskini Magurskiej w Tatrach

Treść: Przedstawiono mapę geologiczną Jaskini Magurskiej i obserwacje geologiczne wykonane w jaskini. Wykazano, że budowę geologiczną głównej jednostki Zawratu Kasprowego cechują liczne uskoki poprzeczne, powodujące wielokrotne powtarzanić się tych samych warstw wzdłuż korytarzy jaskini. Jaskinia rozwinięta jest w strefie skrętu antyklinalnego, który podczas fałdowania poddany był naprężeniom rozciągającym, umożliwiającym jej utworzenie się.

Wstęp

Jaskinia Magurska (zwana też Grotą Magury lub Grotą w Magurze) położona jest w północno-zachodnich zboczach Kopy Magury, w żlebie schodzącym z przełęczy Gładkie Jaworzyńskie do górnego pietra doliny Jaworzynki — Żlebu pod Czerwieniec. Otwór znajduje się na wysokości 1465 m (Kardaś, 1982). Jaskinia Magurska znana jest od dawna. Pierwsze publikacje o niej pochodzą z lat sześćdziesiątych XIX wieku. Dotyczą głównie znajdowanych w niej kości dużych ssaków plejstoceńskich. Dzięki pracom braci Zwolińskich w 1938 roku, którzy wykonali liczne przekopy, długość jaskini osiągnęła 1200 m. Obecnie dostępne jest tylko 1070 m korytarzy, ponieważ zamuleniu uległ syfor łaczący Okragła Komore ze Stalaktytowym Korytarzem (Kowalski, 1953; Zwoliński, 1955, 1961).

Większość stosunkowo licznych publikacji poświęconych Jaskini Magurskiej ogranicza się do zagadnień związanych ze znaleziskami kości lub do opisu eksploracji jaskini.

Geologii jaskini poświęcono mniej uwagi. Wyjatkiem sa opisy osadów. W kilku pracach przedstawiono kontakt wapieni triasu środkowego z wapieniami krynoidowymi jury środkowej, na którym występuje warstwa belemnitowa (Kowalski, 1953; Wójcik, 1957; Zwoliński, 1955, 1961). Ogólne dane o geologii Jaskini Magurskiej przedstawił Z. Wójcik (1957); nie zamieścił on jednak mapki geologicznej, przez co dane te są mało czytelne. W trakcie zbierania materiałów do pracy magisterskiej, wykonywanej pod kierunkiem dr. J. Głazka w Instytucie Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego, zwróciłam uwagę na zmienność litologiczna utworów, przez które przechodzą korytarze jaskini. Opracowanie to jest próba graficznego przedstawienia geologii masywu na podstawie danych z Jaskini Magurskiej (ryc. 1).

Masyw Zawratu Kasprowego i Kopy Magury był już wielokrotnie obiektem zainteresowania geologów. Pierwszy syntetyczny obraz tektoniki masywu przedstawił F. Rabowski (1959). Dwukrotne powtarzanie się serii mezozoicznej interpretował on jako dygitacje czołowej części fałdu Giewontu, powstałe pod naciskiem nasuwających się mas reglowych. Na przekroju przez Zawrat Kasprowy (ryc. 104 w: Rabowski, 1959) widać wyraźnie trzy jednostki fałdowe przechodzące jedna w drugą przez odwrócone strefy synklinalne. Inny obraz tektoniki tego

[•] Laboratorium C¹⁴, Instytut Fizyki Politechniki Śląskiej, ul. Krzywoustego 2, 44-100 Gliwice



, Ryc. 1. Mapa geologiczna Jaskini Magurskiej:

A — lokalizacja Jaskini Magurskiej w Polsce i w północnym skłonie Tatr. Mapa geologiczna głównego poziomu (B) i górnego poziomu (C) jaskini: 1 — masywne, nie uławicone wapienie malmo-neokomu,
 E — wapienie krynoidowe jury środkowej, 3 — cleakoławicowe wapienie i dolomity triasu środkowe-go, 4 — bieg i upad warstw, 5 — bieg i upad warstw w pozycji odwróconej, 6 — uskoki, 7 — krata zamykająca otwór, 8 — zarys korytarzy przedstawionego piętra jaskini, 9 — zarys korytarzy innego piętra jaskini

Fig. 1. Geological Map of the Magurska Cave:

A — inset showing the location of Magurska Cave in Poland and in the northern slope of the Tatra Mts. Geológical Map of the main level (B) and upper level (C) of the cave: 1 — Massive limestones — Upper Jurassic-Lower Cretaceous, 2 — crinoidal limestones — Middle Jurassic, 3 — thin bedded limestones and dolomites — Middle Triassic, 4 — dip and strike, 5 — dip and strike of overturned layers, 6 — faults, 7 lattice clossing the entrance, 6 — outline of passages of the presented cave level, 9 — outline of passages of the other cave level

rejonu przedstawił J. Lefeld (1957). Stwierdził on, że trzy jednostki tektoniczne wyróżnione przez F. Rabowskiego nie mają charakteru płaszczowionowo-dygitacyjnego, lecz łuskowy. Autor ten nazwał je: dolną jednostką Zawratu Kasprowego, główną jednostką Zawratu Kasprowego oraz dygitacją Kopy Magury (ryc. 5 w: Lefeld, 1957). W obrębie głównej jednostki Zawratu Kasprowego nie stwierdził on nigdzie odwrotnego następstwa warstw i zwrócił uwagę na jej silne potrzaskanie uskokami.

Stratygrafią, litologią i sedymentologią se-

rii mezozoicznych rejonu Zawratu Kasprowego i Kopy Magury zajmowali się też Z. Kotański (1959) i J. Kasiński (1976).

Obserwacje geologiczne

Obszerny otwór Jaskini Magurskiej wprowadza do sali nazywanej Przedsionkiem. We wstępnych partiach jaskini, rozwiniętych w masywnych, nie uławiconych wapieniach malmo-neokomu, występują obszerne komory, jędne z największych w Tatrach. Należą do nich: Wielka Komora. Okrągła Komora, Trójkatna Komora i Komora pod Progiem. Z Komory pod Progiem wchodzi się do Przekopu ze Stawkiem, Początkowo korytarz rozwinięty jest w wapieniach malmo-neokomu. Na wysokości Małej Komory występuje szczelina uskokowa o kierunku 143/32 E. wzdłuż której widoczny jest kontakt wapieni malmo-neokomu z różowymi wapieniami krynoidowymi jury środkowej. Na szczelinie tej znajduje się Mała Komora. Dalej przekopany korytarz rozwinięty jest w różowych lub szarych wapieniach krynoidowych jury środkowej. Występują w nich też szczątki małży i kolce jeżowców. Spotyka się również żyły hematytowe. W pobliżu najniższego punktu przekopu, tuż przed Ślizgawką widoczny jest kontakt sedymentacyjny wapieni środkowojurajskich z wapieniami triasu środkowego. Wśród utworów triasu środkowego występują tu ciemne, lekko bitumiczne wapienie brekcjowate, robaczkowe, wapienie i dolomity płytowe oraz wapienie laminowane. Zaznacza się duży udział dolomitów. Boczny ciąg korytarza prowadzący do Sali Złomisk i Dolnej Komory rozwinięty jest w wapieniach i dolomitach triasu środkowego. Ścianę zamykającą Dolną Komore stanowi powierzchnia uskoku (235/72 S). Widać na niej rysy ślizgowe o kierunku 110/50. Od Ślizgawki główny ciąg rozwinięty jest w strefie kontaktu utworów triasu środkowego i jury środkowej. W rejonie Przekopu z Belką występuje strefa tektoniczna, w której wapienie krynoidowe jury środkowej kontaktują się z wapieniami malmo--neokomu. Dalej, na odcinku do punktu występowania warstwy belemnitowej (Kowalski, 1953; Zwoliński, 1955, 1961; Wójcik, 1957) spotyka się ponownie następstwo warstw: wapienie malmo-neokomu tektonicznie kontaktujące się z wapieniami krynoidowymi jury środkowej, które z kolei sedymentacyjnie kontaktują się z wapieniami i dolomitami triasu środkowego. Na wapienie malmo-neokomu natrafia się ponownie w rejonie Progu, za wyraźną szczeliną uskokową. Korytarz prowadzący od Progu do Sali na Rozdzielu, korytarz idący od Sali na Rozdzielu ku północy oraz duży fragment korytarza ciągnącego się na południe są rozwinięte w jasnych, nie uławiconych wapieniach malmo-neokomu. Końcowe partie korytarza prowadzącego na południe rozwinięte są w dolomitach i wapieniach triasu środkowego.

Mapke geologiczna górnego pietra Jaskini Magurskiej przedstawia ryc. 1C. Od Komory pod Progiem odchodzi ku zachodowi próg, za którym korytarzyk wiodacy na południe doprowadza do Wielkiego Komina, powyżej którego znajduje się maleńka salka z charakterystycznym naciekiem w kształcie baraniej głowy. Cały ten fragment górnego ciągu jest rozwinięty w jasnych, nie uławicowapieniach malmo-neokomu Dalej nych na południe biegnie ciasny korytarzyk. Po około 4 m (licząc od początku korytarzyka) w jego stropie pojawiają się różowe wapienie krynoidowe jury środkowej, a po dalszych 3 m — wapienie brekcjowate triasu środkowego. Z powodu pokrycia stropu i ścian korytarzyka polewą naciekową kontakty miedzy tymi utworami są słabo czytelne. Warstwy triasu środkowego mają zmienne upady - od 84° ku N do 80° ku S. Ciasny korytarzyk prowadzi do szczeliny w stropie Sali Złomisk. Fragment przekroju rozwinietego przez Jaskinie Magurską między Komora pod Progiem a Sala Złomisk jest przedstawiony na ryc. 2.

W całej jaskini obserwuje się bardzo silne potrzaskanie skał uskokami. Ogólnie, warstwy biegna z północnego zachodu na południowy wschód. Granica między utworami malmo-neokomu i jury środkowej ma charakter tektoniczny, natomiast miedzy utworami jury środkowej i triasu środkowego --sedymentacyjny, miejscami jednak z pewnym zluźnieniem tektonicznym. Układ ten jest pocięty systemem uskoków o kierunkach NE--SW, przez co kilkakrotnie pojawiają się te same ogniwa litostratygraficzne wzdłuż korytarzy jaskini. Warstwy w rejonie pierwszego przekopu (koło Ślizgawki) znajdują się w pozycji odwróconej. Warstwy triasu środkowego mają bieg i upad 165/60 S.

Na uwagę zasługuje też charakter powierzchni stropowej wapieni triasu środkowego (Wójcik, 1957). Jest ona nierówna. Spotyka się w niej zagłębienia osiągające 3 cm głębokości, wypełnione wapieniami krynoidowymi jury środkowej. W wielu miejscach obserwuje się też żyły klastyczne wapieni krynoidowych jury środkowej w wapieniach triasu środkowego. W miejscu występowania



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez Jaskinię Magurską pomiędzy Komorą pod Progiem a Salą Złomisk (por. ryc. 1B):

1 — malmo-neokom — masywne, nie uławicone wapienie, 2 — jura środkowa — wapienie krynoidowe,
 3 — trias środkowy — cienkoławicowe wapienie i dolomity, 4 — uskoki, 5 — kontakt sedymentacyjny między utworami jury i triasu

Fig. 2. Geological cross-section of the two level partion of the Magurska Cave (cf. Fig. 1B):

1 - massive limestones - Upper Jurassic-Lower Cretaceous, <math>2 - crinoidal limestones - Middle Jurassic, <math>3 - thin bedded limestones and dolomies - Middle Triassic, 4 - faults, 5 - sedimentary contact between Triassic and Jurassic deposits

warstwy belemnitowej żyły poprzeczne do kontaktu sięgają na odległość około 1 m. Charakterystyczna jest również niewielka niezgodność kątowa na kontakcie wapieni triasu i jury środkowej. Wynosi ona od 7 do kilkunastu stopni.

Podsumowanie

W Jaskini Magurskiej bardzo dobrze widoczny jest związek między wykształceniem korytarzy a utworami, w których są one rozwinięte (Wójcik, 1957). W wapieniach malmo-neokomu występują obszerne sale i korytarze, które w wapieniach jury środkowej ulegają zwężeniu. Często w tych miejscach korytarz jest zamulany i tam właśnie wykonano przekopy. Młode zawaliska występują w salach i korytarzach rozwiniętych w wapieniach i dolomitach triasu środkowego.

Jaskinia Magurska utworzyła się w wapieniach i dolomitach głównej jednostki Zawratu Kasprowego, Dzięki odsłonięciom w jaskini stwierdzono w obrębie głównej jednostki Zawratu Kasprowego obecność warstw w pozycji odwróconej. Najprawdopodobniej w spągu głównej jednostki Zawratu Kasprowego zachowana jest strefa osiowa skrętu antyklinalnego (ryc. 4). Stwierdzenie istnienia warstw w pozycji odwróconej możliwe było jedynie w jaskini. Ponadto, obserwacje w jaskini wykazały, że warstwy triasu i malmo-neokomu są nachylone łagodniej ku północy, niż przedstawił to J. Lefeld (1957), oraz że na znacznej przestrzeni zachowane są wapienie krynoidowe jury środkowej (ryc. 3 i 4).



Ryc. 3. Przekrój tektoniczny przez Gładkie Jaworzyńskie - wg J. Lefelda (1957): główna jednostka Zawratu Kasprowego: trias: 1 - łupki, 2 - margle i dolomity, 3 - wapienie i dolomity (anizyk); malmo-neokom: 4 masywne, nie uławicone wapienie; dygitacja Kopy Magury: 5 -- wapienie i dolomity -- trias; a-a' powierzchnia nasunięcia serii dygitacji Kopy Magury

Fig. 3. Tectonic section of the Gładkie Jaworzyńskie (after J. Lefeld, 1957): the main tectonic unit of the Zawrat Kasprowy: Triassic: 1 - shales, 2 - marles and dolomites, 3 — limestones and dolomites (Anisian); Jurassic – Cretaceous: 4 – massive limestones; the Kopa Magury unit: 5- limestones and dolomites -Triassic; a-a' - thrust plane of Kopa Magury. Unit

Kartowanie geologiczne w Jaskini Magurskiej (ryc. 1 i 4) dowodzi niezbicie, że jaskinia utworzyła się w strefie skrętu antyklinalnego, który podczas fałdowania poddany był naprężeniom rozciągającym, umożliwiającym późniejszą cyrkulację wód krasowych i utworzenie obszernej jaskini.

Literatura

- Kardaś, R. M., 1982: Greatest Caves of Poland. W: "Kras i Speleologia". T. 4(XIII). US, Katowice, s. 103-111.
- Kasiński, J., 1976: Cechy sedymentacyjne utworów węglanowych triasu wierchowego okolic Zawratu Kasprowego i Kopy Magury. Warszawa [maszynopis pracy magisterskiej w archiwum IGP WG Uniwersytetu Warszawskiego].
- Kotański, Z., 1959: Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. Biul. Inst. Geol., 139: 125—135 [Warszawa]. Kowalski, K., 1953: Jaskinie Polski. Cz. II.
- PWN, Warszawa, s. 159-166.



Ryc. 4. Przekrój tektoniczny przez Gładkie Jaworzyńskie, uzupełniony danymi z Jaskini Magurskiej:

główna jednostka Zawratu Kasprowego: trias: 1 — łupki, 2 — margle i dolomity, 3 — wapienie i dolomity (anizyk); jura środkowa: 4 – wapienie krynoidowe; malmo-neokom: 5 - masywne, nie uławicone wapienie; dygitacja Kopy Magury: s — wapienie krynoidowe — jura środkowa, 7 wapienie i dolomity - trias; a-a' - powierzchnia nasuniecia seril dygitacji Kopy Magury

Fig. 4. Modyfied tectonic section of the Gładkie Jaworzyńskie according to data obtained in the Magurska Cave:

the main tectonic unit of the Zawrat Kasprowy: Triassic: 1 - shales, 2 - marls and dolomites, 3 - limestones and dolomites (Anisian); Jurassic: 4 - crinoidal limestones; Jurassic - Cretaceous: 5 - massive limestones; the Kopa Magury Unit: 6 — crinoidal limestones — Middle Jurassic, 7 limestones and dolomites - Triassic

Wydaje się, że podjęcie kartowania geologicznego w dużych jaskiniach tatrzańskich pozwoliłoby na rozwiązanie wielu problemów dotyczących tektoniki tego obszaru, które najczęściej są dyskutowane wyłącznie na podstawie ekstrapolacji obserwacji z odsłonięć powierzchniowych.

- Lefeld, J., 1957: Budowa geologiczna Zawratu Kasprowego i Kopy Magury. Acta Geol. Polon., 7(3): 281-302 [Warszawa].
- Rabowski, F., 1959: Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich. W: "Prace Instytutu Geologicznego". T. 27. Warszawa, s. 140--152.
- Wójcik Z., 1957: Uwagi w sprawie geolo-gii Jaskini Magurskiej. Przegl. Geol., 4: 186 [Warszawa].
- Zwoliński, S., 1955: Tatrzański rejon ja-skiniowy. Światowid, 21: 49-74 [Warszawal.
- Zwoliński, S., 1961: W podziemiach ta-trzańskich. Wyd. Geol., Warszawa, s. 55-73.

Helena Hercman

ON THE GEOLOGY OF THE MAGURSKA CAVE (THE HIGH TATRA MTS., SOUTHERN POLAND)

Summary

Geological observations made in the Magurska Cave are reported. They resulted in completion of a geological map (fig. 1) It has been shown that the main tectonic unit of Zawrat Kasprowy is intersected by some transversal faults, creating the repetitive occurence of the given strata along the cave.

Broad chambers and passages are developed in massive limestones of Upper Jurassic-Lower Cretaceous age, while in thin bedded Middle Triassic limestones and dolomites narrow passages with rock fall occur.

During the folding, the axial part of the local anticline has been exposed to a tension, which enabled formation of the vast cave.

Translated by the author

Helena Hercman

LA GÉOLOGIE DE LA GROTTE MAGURSKA DANS LES TATRAS

Résumé

Dans l'article ont été présentées les observations géologiques effectuées dans la Grotte Magurska et la carte géologique de cette grotte. A été démontré que dans la structure géologique de l'unité principale de Zawrat Kasprowy il y a de nombreuses failles perpendiculaires. Elles sont la cause de multiples répétitions des mêmes couches le long des galeries de la grotte.

Dans les calcaires massifs du Jura supérieur — Crétacé inférieur apparaissent de vastes salles et galeries, cependant dans les calcaires finement stratifiés et les dolomies ces formes subissent un rétrécissement.

La grotte est développée dans la zone du tour anticlinal qui durant le plissement a subi une distension ce qui a permi le développement d'une vaste grotte.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

"KRAS I SPELEOLOGIA". T. 6(XV)

WYKAZ WAŻNIEJSZYCH BŁĘDÓW DOSTRZEŻONYCH W DRUKU

	Wiersz			
Strona	od góry	od dołú	Jest	Powinno być
9 łam prawy 37 37 52		1, 2 9 12—13	ani też sztuczne odsłonięcia węglanowych od Olkusza, nie występują ani naturalne, stric dormations	od Olkusza, nie występują ani naturalne, ani też sztucz- ne odsłonięcia węglanowych strict formations
łam lewy 52 łam		1	$D=12.6\ \frac{T\cdot Q}{P}$	$D = 12,6 \frac{\Delta T \cdot Q}{P}$
prawy		12	$T = T - T_a$	$T = \Delta T - T_a$
	1	11	$D=0,0126\cdot T\cdot q$	$D = 0,0126 \cdot \varDelta T \cdot q$
, ,,		8	$A = 12,6 \cdot T \cdot Q$	$\boldsymbol{A} = 12, \boldsymbol{6} \cdot \boldsymbol{\Delta} \boldsymbol{T} \cdot \boldsymbol{Q}$
78	2		supzrieures	supérieures

